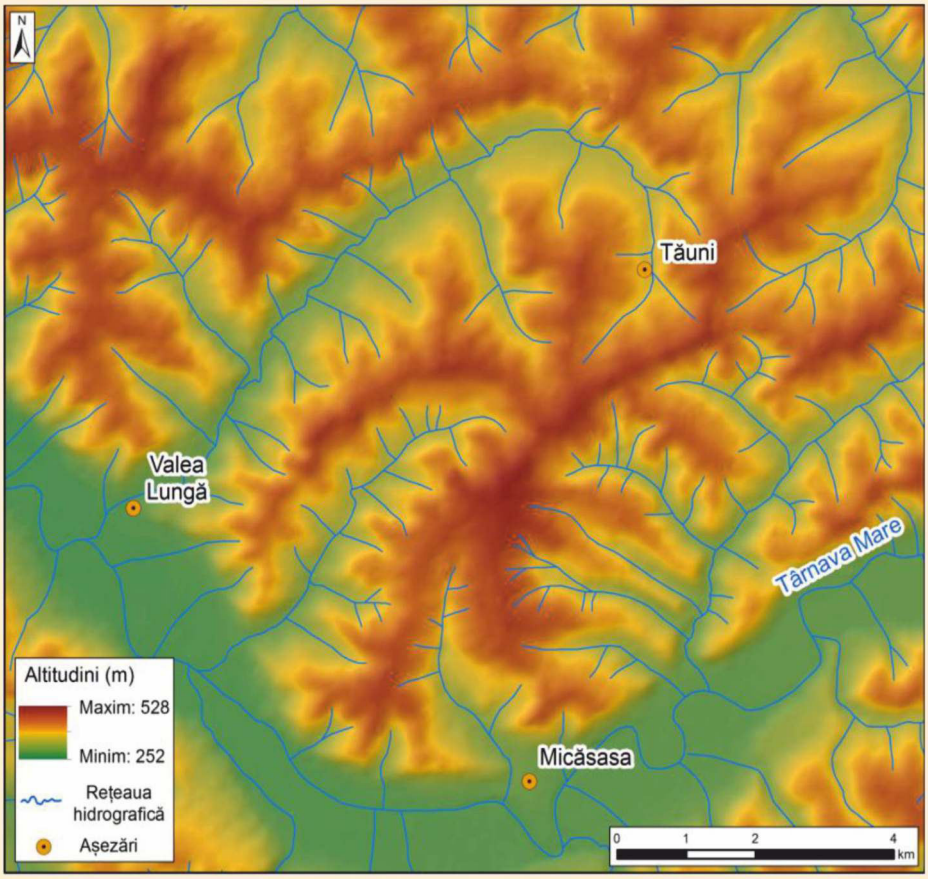
Gheorghe Roșian

RELIEFUL DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI



Presa Universitară Clujeană

GHEORGHE ROȘIAN

RELIEFUL DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Referenţi ştiinţifici:

Prof. univ. dr. Ioan-Aurel Irimuș
Conf. univ. dr. Octavian-Liviu Muntean
Lect. univ. dr. Csaba Horváth

Coperta 1: *Domul Tăuni*

ISBN 978-606-37-0801-5

© 2020 Autorul volumului. Toate drepturile rezervate. Reproducerea integrală sau parţială a textului, prin orice mijloace, fără acordul autorului, este interzisă şi se pedepseşte conform legii.

Cartografiere digitală: Gheorghe Roșian

Universitatea Babeş-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruța Săcelean
Str. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel./fax: (+40)-264-597.401
E-mail: editura@editura.ubbcluj.ro
http://www.editura.ubbcluj.ro/

GHEORGHE ROȘIAN

RELIEFUL DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ

2020

Geografului Virgil Gârbacea

CUPRINS

Cuvânt înainte 9
Cap. 1. Localizarea și limitele Depresiunii Transilvaniei 11
Cap. 2. Unitățile morfostructurale ale Depresiunii Transilvaniei 19
2.1. Podișul Transilvaniei 20
2.1.1. Podișul Someșan 22
2.1.2. Câmpia Transilvaniei 29
2.1.3. Podișul Târnavelor 35
2.1.4. Culoarele de vale 46
2.2. Dealurile și Depresiunile Submontane 48
2.2.1. Depresiunea Lăpuș 49
2.2.2. Dealurile Bistriței 51
2.2.3. Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt 56
2.2.4. Depresiunea Făgăraș 60
2.2.5. Depresiunea Sibiului 64
2.2.6. Depresiunea Sălișteа 66
2.2.7. Depresiunea Apold 67
2.2.8. Culoarul Turda – Alba Iulia 68
2.2.9. Podișul Măhăceni 71
2.2.10. Masivul Feleacului 72
2.2.11. Depresiunea Hășdate-Vlaha 74
2.2.12. Podișul Păniceni 75
2.2.13. Depresiunea Huedin 77
2.2.14. Depresiunea Almaș-Agrij 77
2.2.15. Culoarele de vale 80
Cap. 3. Evoluția și structura geologică a Bazinului Transilvaniei 83
3.1. Evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei 83
3.2. Structura geologică a Bazinului Transilvaniei 93
3.2.1. Fundamentul Bazinului Transilvaniei 93
3.2.2. Cuvertura sedimentară a Bazinului Transilvaniei 98

Cap. 4. Formarea și evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei 121
4.1. Caracteristicile suprafeței primordiale a depresiunii 121
4.2. Formarea văilor 131
4.2.1. Etapele formării și evoluției văilor 135
4.2.1.1. Etapa precuaternară 136
4.2.1.2. Etapa cuaternară 150
4.2.2. Ordinul rețelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei 159
4.3. Formarea interfluviilor 162
Cap. 5. Procesele geomorfologice din Depresiunea Transilvaniei 171
5.1. Procesele geomorfologice actuale 171
5.1.1. Procesele de albie 172
5.1.2. Procesele de versant 175
5.1.2.1. Procesele de scurgere a apei pe versant 176
5.1.2.2. Procesele de deplasare în masă 179
2.1.3. Procesele carstice 185
2.1.4. Procesele asociate vulcanilor noroioși 186
5.1.5. Procesele geomorfologice antropice 187
5.2. Procesele geomorfologice periglaciare 190
5.2.1. Procesele de îngheț al apei din substrat 192
5.2.2. Procesele de solifluxiune 193
5.2.3. Procesele de masă rapide 194
5.2.4. Procesele de alunecare de teren masive 195
5.2.5. Procesele de deraziune 196
5.2.6. Procesele torențiale 197
5.2.7. Fluviația periglaciară 198
Cap. 6. Tipurile de relief din Depresiunea Transilvaniei 201
6.1. Relieful structural 201
6.1.1. Relieful structurilor monoclinale 203
6.1.2. Relieful structurilor boltite 221
6.1.3. Relieful structurilor cutate 223
6.1.4. Relieful structurilor diapire 227
6.1.5. Relieful altor structuri 259

6.2. Relieful petrografic 262
6.2.1. Relieful format pe argile şi marne 263
6.2.2. Relieful format pe gresii şi conglomerate 266
6.2.3. Relieful carstic 270
6.2.4. Relieful format pe tufuri 277
6.3. Relieful fluvial 280
6.3.1. Albiile 281
6.3.1.1. Elementele albiilor 281
6.3.1.2. Tipuri de albii 286
6.3.2. Luncile 297
6.3.3. Terasele 304
6.3.3.1. Geneza, cauzele formării şi vârsta teraselor 305
6.3.3.2. Caracteristici regionale ale teraselor 311
6.3.4. Versanţii 342
6.3.4.1. Formele de relief de pe suprafaţa versanţilor 343
6.3.4.1.1. Formele de relief generate de scurgerea apei 344
6.3.4.1.2. Formele de relief generate de deplasările în masă 351
6.3.4.2. Unităţile morfologice şi funcţionale ale versanţilor 372
6.3.4.3. Tipuri de evoluţie a versanţilor 381
6.3.5. Văile 397
6.4. Relieful antropic 413
6.4.1. Formele de relief antropic 414
6.4.1.1. Formele de relief generate de excavări 414
6.4.1.2. Formele de relief generate de depunere 417
6.4.1.3. Formele de relief generate de compactare şi nivelare 420
6.4.2. Formele de relief induse de activităţi antropice 422
Cap. 7 Tendinţe în evoluţia reliefului din Depresiunea Transilvaniei 431
Concluzii 439
Summary 457
Bibliografie 475

CUVÂNT ÎNAINTE

De fiecare dată când citeam o carte, care prezenta relieful din Depresiunea Transilvaniei, îmi doream ca el să fie abordat mai în detaliu şi sub cât mai multe aspecte: geneză, evoluţie şi tipuri de relief, condiţionate atât de structură şi litologie, cât şi de agenţii geomorfologici. Acesta este principalul motiv, pentru care am dorit existenţa unei lucrări, care să-l prezinte mai detaliat, într-o astfel de optică.

Prin raportarea spaţiului transilvan la munţii care îl înconjoară, devine evidentă una dintre principalele sale caracteristici, şi anume cea de depresiune intracarpatică. Analizată în detaliu, se constată că ea nu este uniformă, sub aspect geomorfologic, ci fragmentată intens de către văi. Fiind vorba de o fragmentare cât se poate de variată, pornind de la caracteristicile locale ale reliefului, s-au putut delimita o serie de unităţi şi subunităţi morfostructurale. Analiza exhaustivă a morfologiei acestora a permis, pe de o parte, deslușirea evoluţiei parcurse de relief, de la exondarea depresiunii şi până în prezent, iar pe de alta, identificarea tipurilor de relief existente.

Detalierea celor menţionate şi expunerea lor, atât evolutiv cât şi tipologic, s-a realizat în cele şapte capitole ale lucrării.

Primul, adresat localizării şi limitelor Depresiunii Transilvaniei, cuprinde referiri la extindere şi la tipurile de contact morfologic existente între ea şi Munţii Carpaţi.

Al doilea capitol, intitulat Unităţile morfostructurale, are rolul de a scoate în evidenţă neuniformitatea geomorfologică a spaţiului depresionar, ca rezultat al evoluţiei reliefului, de la ultima exondare şi până în prezent. S-a ajuns astfel la existenţa unui relief concentric, care înclină şi descreşte altitudinal de la margini spre partea centrală. Dealurile şi Depresiunile Submontane sunt urmate de Podişul Transilvaniei, mai coborât, în cuprinsul căruia, teritoriile limitrofe văilor principale îmbracă forma de dealuri şi coline.

În capitolul al treilea depresiunea este abordată sub aspectul evoluţiei şi al structurii geologice. Cunoaşterea acestora permite o mai bună înţelegere a modului în care, structurile şi rocile şi-au adus aportul, la configuraţie actuală a reliefului, el fiind în numeroase cazuri expresia morfologică a acestora.

Capitolul al patrulea expune formarea şi evoluţia reliefului, pornind de la caracteristicile suprafeţei primordiale a depresiunii, cea care a direcţionat atât formarea şi evoluţia văilor, cât şi a interfluviilor.

Procesele geomorfologice – actuale şi periglaciare - , care s-au derulat în Depresiunea Transilvaniei şi în urma cărora s-a ajuns la actuala morfologie, sunt menţionate în capitolul cinci.

În capitolul şase sunt prezentate detaliat tipurile de relief, începând cu cel structural şi petrografic, pentru a se continua apoi cu relieful fluvial şi antropic.

Ultimul capitol, intitulat Tendințe în evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei, se dorește o proiecție a evoluției ulterioare a reliefului, pornind de la situația actuală, chiar dacă acest lucru este unul cu caracter prezumptiv.

Inițial am scris cartea fără să dau definiții și explicații, ale semnificației termenilor folosiți, pentru denumirea proceselor geomorfologice și a formelor de relief, dar ulterior, cu riscul de a avea pe alocuri caracter didactic, le-am introdus pentru a fi accesibilă unui public cât mai variat.

Concepută și scrisă în această manieră cartea Relieful din Depresiunea Transilvaniei se adresează atât specialiștilor, cât și publicului larg.

Pentru specialiști lucrarea va constitui, pe de o parte, cel mai vast material științific despre relieful depresiunii, iar pe de alta, un document care poate fi contestat sau care poate reprezenta un punct de plecare pentru noi studii, atât monografice cât și de finețe, de tipul articolelor științifice. Spun aceasta deoarece, subiectul reliefului din depresiune nu a fost epuizat, și nici nu va fi, atât timp cât evoluția lui, prin manifestarea proceselor geomorfologice nu va înceta. În același timp, prin intermediul lucrărilor viitoare, la adresa morfologiei depresiunii, îmi doresc ca acest veritabil Laborator Geomorfologic, am numit astfel Depresiunea Transilvaniei, să fie cunoscut și la nivel internațional pe măsura tainelor pe care le deține.

La rândul său, publicul larg va găsi în această carte un suport științific accesibil, în înțelegerea modului în care s-a format și evoluat relieful celei mai vaste depresiuni din Munții Carpați.

Le mulțumesc tuturor celor care m-au sprijinit și sfătuit în demersul de scriere a acestei cărți. Gândul meu se îndreaptă în primul rând către: referenți – Dr. Muntean Liviu, Dr. Ioan–Aurel Irimuș și Dr. Horvath Csaba - , apoi spre graficianul Fodorean David (cel care a realizat, după fotografiile puse la dispoziție, schițe cu formele de relief, pe care ulterior le-am prelucrat cu un soft GIS, pentru a obține o parte din figuri), către colegii de la Facultatea de Știința și Ingineria Mediului și Facultatea Geografie, din cadrul Universității Babeș-Bolyai (instituție care prin atmosfera științifică creată a contribuit la elaborarea acestei lucrări), precum și spre familia mea, cea care mă inspiră să scriu.

Gheorghe Roșian

CAPITOLUL 1
LOCALIZAREA ŞI LIMITELE DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

Vasta Depresiune a Transilvaniei este situată la interiorul Arcului Carpatic, pe teritoriul României. Condiţiile de geneză şi evoluţie a depresiunii au permis, în cele mai multe dintre situaţii, individualizarea unei limite morfologice obiective. Urmărirea acesteia în teren evidenţiază că, nu doar morfologia este cea care face diferenţa între munte şi depresiune, ci şi vegetaţia, solul, regimul de scurgere a apei, modul de utilizare a terenurilor etc.

În contextul de faţă, cel al delimitării depresiunii pentru un studiu geomorfologic, demersul trebuie realizat conform situaţiei morfotectonice din timpul genezei sale, inclusiv prin raportare la unităţile morfostructurale limitrofe, specifice Orogenului Carpatic.

O astfel de poziţionare îi asigură una din principalele sale caracteristici, şi anume, aceea de depresiune intracarpatică. Ea este delimitată de toate cele trei catene carpatice, precum şi de către insulele cristaline din nord-vest.

În partea estică, dintre subunităţile Carpaţilor Orientali, cu care vine în contact, se remarcă: Munţii Ţibleşului, Munţii Rodnei, Munţii Bârgăului, Munţii Căliman, Munţii Gurghiului, Munţii Harghita şi Munţii Perşani. Pe partea sudică delimitarea este realizată faţă de Munţii Făgăraş, Munţii Lotrului, Munţii Cindrel şi Munţii Şureanu (subunităţi ale Carpaţilor Meridionali). Pe flancul vestic se remarcă prezenţa Munţilor Apuseni, care datorită particularităţilor evolutive, oferă un traseu mult mai neregulat al limitei, dat în special de către extremităţile răsăritene a Munţilor Trascău, Muntele Mare, Munţii Gilău, Munţii Vlădeasa şi Munţii Meseş (fig. 1. 1).

Aria depresionară, astfel conturată, ocupă o suprafaţă de 24.651 km^2 ceea ce reprezintă 10,3% din suprafaţa României. Ea este drenată de către râuri aparţinând bazinelor hidrografice Someş, Mureş şi Olt, la care se adaugă cele din bazinului superior al Crişului Repede.

Chiar dacă lucrarea de faţă nu are ca scop principal trasarea limitelor Depresiunii Transilvaniei, precizarea cu exactitate a acestora este necesară, pentru o mai bună înţelegere a cauzalităţii şi dinamicii unor procese geomorfologice, raportat la forma de relief pe care se derulează.

Stabilirea raporturilor cu unităţile geomorfologice înconjurătoare, în cazul teritoriilor care au avut o evoluţie complexă în trecut, necesită acordarea unei atenţii

speciale prefacerilor, care au avut loc anterior, ajungerii la o situație mai mult sau mai puțin apropiată de cea actuală.

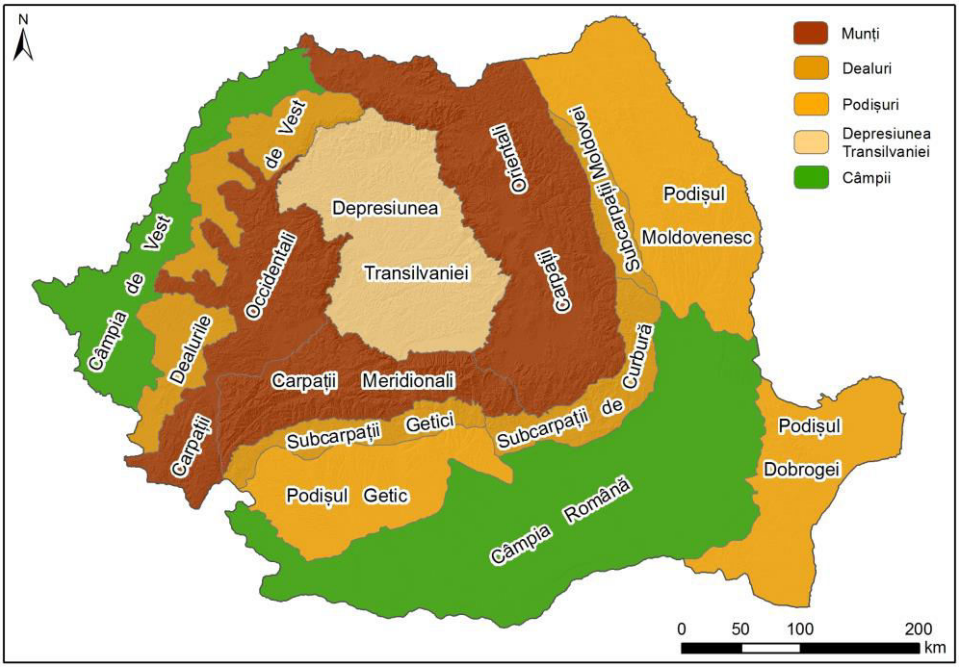


Fig. 1. 1. Localizarea Depresiunii Transilvaniei

Cu toate că în prezent, limitele depresiunii se suprapun unor denivelări morfologice, a căror valoare depășește în multe cazuri 500 – 1.000 m, înainte și în momentul schițării acesteia situația era cu totul alta. Este elocvent, în acest sens modul în care se prezintă litologia formațiunilor mezozoice, atât în perimetrul Bazinului tectonic al Transilvaniei, cât și la contactul cu Munții Carpați. La rândul său, fundamentul precretacic superior al depresiunii apare la suprafață în unitățile înconjurătoare, în timp ce marginile cuvetei au caracterul unor ingresiuni pe un relief aflat în scufundare (Irimuș, 1998), aspect evidențiat și de către procesele de eroziune care s-au desfășurat după aceea. Ulterior orogenezei laramice și a eforturilor sale tectono-morfogenetice s-au prefigurat *„noi raporturi ale ramei carpatice (în formare) cu bazinul tectonic transilvan, în lungul releu al transformărilor și deformărilor microplăcilor, al schițării cuvetei și unităților de bordură”* (Irimuș, 1998, p. 12).

Ca extindere, actuala Depresiune a Transilvaniei nu corespunde cu unitatea tectonică inițială, a cărei extensiune a fost mult mai mare, deoarece, lanțul vulcanic *„format în Terțiar, pe latura sa răsăriteană, a smuls o însemnată fâșie din suprafața propriu-zisă tectonică, ataşând-o Carpaților Orientali”* (Morariu, 1961, p. 7).

Limitele primordiale ale depresiunii, faţă de unitatea montană înconjurătoare, au fost prin urmare de natură tectonică, ele conturând primele relaţii spaţiale cu Munţii Carpaţi. Raporturile morfologice, dintre cele două unităţi, au fost întreţinute de schimburi energetice, transfer de masă şi *„modulări ale câmpurilor magnetice şi gravimetrice, care au condiţionat un transfer carpatic în cadrul spaţiului depresionar bazinal"* (Irimuş, 2006, p. 110). Catenele carpatice, antrenate ulterior într-o mişcare de ridicare, au furnizat materialul necesar formării depozitelor sedimentare neogene din depresiune.

Cu toate acestea, contactul dintre Depresiunea Transilvaniei şi Munţii Carpaţi este bine exprimat morfologic, datorită individualizării unor unităţi de tranziţie, cu caractere structurale şi geomorfologice proprii (Popescu, 1990). Pe ansamblu, domeniul de contact morfo-structural circumtransilvan se evidenţiază faţă de unităţile adiacente, în primul rând prin poziţia sa de tranziţie. Aceasta îi conferă caracteristici geomorfologice tipice, rezultate din interferenţa tendinţelor geomorfologice ale celor două unităţi. Condiţionările bilaterale au condus la existenţa unor însuşiri intrinseci, care totuşi sunt diferenţiate regional în concordanţă cu particularităţile morfostructurale şi cu *„rezultantele etapelor de formare a reliefului carpatic şi transilvan în zona lor de sutură"* (Popescu, 1990, p. 16).

Prezenţa munţilor şi existenţa depresiunilor de contact, conduce la ideea că limita este tranşantă, dar există şi sectoare unde ea este arbitrară, datorită interpunerii unor fâşii funcţionale de trecere, care au împrumutat din caracterele unităţilor care vin în contact.

Limita depresiunii cu Carpaţii Orientali. Ea este rezultatul transformărilor care au avut loc odată cu generarea structurilor vulcanice neogene. Desigur, pe fondul prezenţei acestora şi a manifestărilor vulcanice specifice, s-au creat condiţii favorabile genezei platourilor de aglomerate vulcanice, la contactul dintre munte şi depresiune.

Nota de originalitate, a acestei joncţiuni morfologice, este dată de prezenţa unor depresiuni situate la contactul dintre unitatea montană, de natură vulcanică, şi măgurile grefate pe roci mai dure (Culmea Breaza) sau menţinute de către aglomerate vulcanice (Dealul Bichiş Dealul Şiclod, Dealul Firtuş, Dealul Rez etc.). Reţeaua hidrografică consecventă reliefului munţilor vulcanici şi platourilor de aglomerate andezitice, şi-a păstrat direcţiile principale de curgere spre vest şi după ce au ajuns, în urma adâncirii, la depozitele sedimentare neogene cutate (Mac, 1972).

Mai precis, începând de la nord-vest spre sud-est, limita urmăreşte contactul dintre Depresiunea Târgu Lăpuş şi subunităţi ale Podişului Someşan (Dealurile Ciceului şi Dealurile Năsăudului), faţă de Munţii Ţibleşului şi Munţii Rodnei, apoi pe cel dintre Dealurile Bistriţei şi Munţii Bârgăului şi Munţii Căliman (fig. 2. 3 şi 2. 10), pentru ca între Mureş şi Olt să urmeze contactul dintre Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt şi Munţii Gurghiu, Munţii Harghita şi Munţii Perşani (fig. 2. 11).

La nivelul Depresiunii Lăpuș limita față de Carpații Orientali începe de la nord de următoarele localități: Stoiceni, Costeni, Cupșeni, Ungureni, Lăpuș, Groșii Țibleșului, Larga și Molișet (fig. 2. 9).

În continuare, înșeuarea de la est de Larga face trecerea spre localitatea Molișet, poziționată pe teritoriul Dealurilor Ciceului (subunitate a Podișului Someșan). Spre est, limita dintre Carpații Orientali și Podișul Someșan, urmărește bazinetele depresionare în care sunt localizate așezările: Șendroaia, Suplai (pe Valea Țibleșului), Bichigiu și Telciu (pe Valea Sălăuța). În continuare limita trece prin localitățile Parva (pe Valea Rebrei) și Sângeorz-Băi (pe Valea Someșului Mare). Între Molișet și Telciu limita separă Dealurile Ciceului de Munții Țibleș, iar între Telciu și Sângeorz-Băi Dealurile Năsăudului (subunitate a Podișului Someșan) de Munții Rodnei (fig. 2. 3).

Dealurile Bistriței (Gârbacea, 1957), vin în contact cu două subunități ale Carpaților Oriental: Munții Bârgăului, între Valea Someșului Mare și Valea Bistriței (Ardelene), respectiv Munții Călimani între Valea Bistriței și Valea Mureșului. Limita urmărește așezările: Ilva Mică (pe Valea Someșului Mare), Josenii Bârgăului (pe Valea Bârgău), Cușma, Budacul de Sus (pe Valea Budacul), Ardan (pe Valea Ardanului), Sebiș (pe Valea Șieul), Gledin, Vătava și Dumbrava pentru a ajunge în cele din urmă la est de Deda, în Valea Mureșului (fig. 2. 10). Ea are astfel un traseu orientat nord-sud, între Ilva Mică și Ardan, respectiv nord-vest sud-est, între Ardan și Deda.

În aceeași parte estică, dar la sud de Mureș, limita a fost trasată urmărind contactul unității cunoscute sub denumirea de Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, cu subunitățile Carpaților Orientali (Munții Gurghiu, Munții Harghita și Munții Perșani).

În concordanță cu particularitățile oferite de teren, limita are o orientare nord-sud între Mureș și Valea Gurghiului, după care primește o orientare NNV-SSE până la înșeuarea existentă pe interfluviul dintre Homorodul Mic și Vârghiș. Începând din Valea Mureșului în nord, ea se înscrie pe la est de localitățile Deda, Rușii Munți (pe Valea Cașva), Glăjărie, Ibănești (pe Valea Gurghiului), Eremitu (pe Valea Nirajului), Sovata, Praid (pe Valea Târnava Mică), Corund (pe Valea Corundului), înșeuarea de la Păuleni, Dealu (la poalele Dealului Laz de 1.007 m), Zetea (pe Valea Târnava Mare), Văleni (pe Valea Goromul). De la localitatea Văleni limita, ușor sinuoasă, urmează un traseu pe direcție vest-est urmărind bazinetele de eroziune, Călugăreni și Lueta (Mac, 1972). Între Deda și Zetea limita separă Dealurile Est-Transilvane de Munții Gurghiului, iar între Zetea și Lueta de Munții Harghita (fig. 2. 11).

În continuare, la sud de Munții Harghita, limita urmează contactul dintre Dealurile Est-Transilvane și Munții Perșani. Ea trece pe versantul stâng al Homorodului Mic, urmărind bazinetele în care sunt localizate așezările Merești, Crăciunel, Ocland, Satu Nou, Jimbor, Mercheașa și Homorod, pentru ca apoi să

urmărească Valea Oltului până la îngustarea de la Veneția de Jos. În aval de această localitate, cu toate că se face trecerea în Depresiunea Făgăraș, limita urmărește vestul Munților Perșani (până la Valea Șercaia) pe aliniamentul localităților: Hoghiz, Cuciulata, Comăna de Sus, Veneția de Sus, Grid, Perșani, respectiv Șinca Veche (fig. 2. 12).

Limita depresiunii cu Carpații Meridionali. În partea sudică, Depresiunea Transilvaniei vine în contact cu grupe montane ale Carpaților Meridionali (Făgăraș, Lotrului, Cindrel şi Șureanu), prin intermediul depresiunilor Făgăraș, Sibiu, Sălişte şi Apold. Sub aspect morfologic, contactul cu muntele este evidențiat în principal de: abrupturi structurale, de complexe de glacisuri, precum şi de lărgirea bruscă a văilor la ieşirea în depresiuni.

Contactul dintre Depresiunea Făgăraș şi Carpații Meridionali se poate urmării între localitățile Șinca Veche şi aliniamentul Boița-Tălmăcel. În acest caz, trecerea de la culmile marginale montane, specifice unității carpatice de bordură, spre relieful mai coborât al depresiunii, se realizează prin mijlocirea a două niveluri de umeri, localizate de obicei la altitudinile de 750 – 850 m şi 650 – 700 m (Popescu, 1990). Autorul citat mai subliniază că acestea rămân suspendate, comparativ cu depresiunea, nivelului superior revenindu-i rolul de a realiza limita dintre munte şi depresiune. În aceste condiții, de la vest de Șinca Veche, limita se înscrie pe la sud de localitățile Șercăița, Bucium, Mărgineni, Sebeș, Dejani, Breaza, Lisa, Viștea de Sus, Victoria, Arpașul de Sus, Cârțișoara, Porumbacu de Sus, Avrig, Mârșa, Sebeşul de Sus, Sebeşul de Jos, Turnu Roșu, Boița şi Tălmăcel (fig. 2. 12).

În continuare, în partea sudică a Depresiunii Transilvaniei, limita față de Carpații Meridionali a fost urmărită la nivelul depresiunilor Sibiu, Sălişte şi Apold. Sub aspect morfologic, pe latura sudică, cele trei depresiuni sunt dominate de un abrupt de 300 – 450 m, în cuprinsul căruia, formațiunile cristalino-mezozoice ale Munților Lotrului, Cindrelului şi Șureanu, vin în contact cu formațiunile sedimentarului neogen, de obicei la altitudini absolute de 550 – 600 m (Sandu, 1998).

Limita morfologică este evidențiată şi de lărgirea bruscă a văilor la ieşirea în depresiuni, la care se adaugă existența unui şir de aşezări compacte, poziționate la contactul cu muntele: Tălmăcel, Sadu, Cisnădioara, Răşinari, Poplaca, Gura Râului, Orlat, Fântânele, Sibiel, Vale, Sălişte, Apoldu de Sus, Dobârca, Gârbova, Cărpiniş, Deal, Dumbrava, Petrești etc. (fig. 2. 13).

Prezența unităților depresionare amintite, la interfața dintre Carpații Meridionali şi Depresiunea Transilvaniei (cu toate că sub aspect regional aparțin acesteia), le determină în cele din urmă nota de specificitate, aceea de depresiuni de contact, edificate la întâlnirea a două unități morfostructurale distincte. Acestea, la fel ca orice teritoriu de contact, au înregistrate în caracterele lor, trăsăturile evolutive ale unităților între care s-au format, dar îndeosebi pe cele ale unității mai tinere şi mai puțin consolidate, în pofida căreia au fost sculptate (Popescu, 1990).

Limita depresiunii cu Munții Apuseni. În partea vestică, Depresiunea Transilvaniei se extinde până la subunitatea Carpaților Occidentali, cunoscută sub denumirea de Munții Apuseni. Între masivele acestora din urmă, care vin direct în contact cu unitatea depresionară, se remarcă: Munții Metaliferi (prin subunitatea Munceilor Vințului), Munții Trascăului, Muntele Mare, Munții Gilăului, Munții Vlădeasa și Munții Meseșului.

Între Vințu de Jos și Turda, limita urmărește contactul dintre Culoarul Turda-Alba Iulia și Podișul Măhăceni și Munții Apuseni, pe un aliniament situat la vest de așezările: Vințu de Jos, Vurpăr, Alba Iulia, Micești, Șard, Ighiel, Țelna, Craiva, Tibru, Galda de Sus, Cetea, Geoagiu de Sus, Geomal, Gârbova de Sus, Magina, Livezile, Poiana Aiudului, Rachiș, Podeni, Pietroasa, Moldovenești, Cornești, Cheia și Turda (fig. 2. 14).

Spre nord, între Turda și Gilău (confluența Someșului Mic cu Căpușul) limita este dată de contactul Depresiunii Hășdate-Vlaha cu Muntele Mare și Munții Gilăului. La ieșirea din unitatea montană râurile prezintă sectoare mai largi, favorabile în cele mai multe cazuri amplasării localităților. Limita urmărește în acest caz extremitatea vestică a localităților: Sănduleşti, Tureni, Petreștii de Jos, Livada, Surduc, Făgetu Ierii, Cacova Ierii, Mașca, Băișoara, Săcel, Liteni, Hășdate, Finișel, Stolna, Luna de Sus și Gilău (fig. 2. 15).

Între localitățile Gilău și Căpușul Mic, funcția de limită este atribuită Culoarului Căpușului. Aceasta urmărește partea sudică a localității Dumbrava, pentru a se continua apoi prin extremitatea sudică a Podișului Păniceni și a Depresiunii Huedinului. Limita față de Munții Gilăului se înscrie pe aliniamentul localităților: Păniceni, Bedeciu, Mănăstireni, Văleni, Călățele, pentru ca mai departe să fie trasată față de Munții Vlădeasa pe raza localităților Mărgău, Bociu, Alunișu și Morlaca (fig. 2. 16).

Extremitatea nord-estică a Munților Apuseni, cunoscută sub denumirea de Munții Meseș (împreună cu Dumbrava Brebi de 557 m, poziționată între văile Brebi, Agrij și Someș), se delimitează de spațiul depresionar pe următorul aliniament: Hodișu, Huta, Sângeorgiu de Meseș, Bozna, Treznea, Ciumărna, Stâna, Jac, Creaca, Ciglean și Jibou (fig. 2. 17).

Limita depresiunii cu Masivul Dealul Mare (Țicău), Masivul Preluca, Dealul Dumbrava, Măgura Șatra și Depresiunea Guruslău. În partea de nord-vest limita Depresiunii Transilvaniei este marcată printr-o succesiune de masive de șisturi cristaline, între care se remarcă în Masivul Dealul Mare (Culmea Țicăului), Masivul Preluca și Dealul Dumbrava (înconjurate preponderent de depozite terțiare), la care se adaugă Depresiunea Guruslău. Masivele de șisturi cristaline enumerate alcătuiesc împreună Jugul Intracarpatic, așa cum a fost denumit de Munteanu-Murgoci (1924), termen preluat și mediatizat ulterior de Mihăilescu (1934, 1936, 1937 etc.). Modul de dispunere spațială și relațiile cu teritoriile adiacente denotă o

structură în blocuri, mult mai evidentă pentru această parte a depresiunii în comparaţie cu celelalte (Ciupagea et al., 1970).

Teritoriul ocupat de insulele cristaline, prin parametrii săi morfografici şi morfometrici, la care se adaugă poziţia sa, în partea de nord-vest a Depresiunii Transilvaniei, se înfăţişează sub forma unui complex teritorial cu funcţie dublă, sub aspect geomorfologic. Pe de o parte, are rol de legătură între Munţii Apuseni şi Carpaţii Orientali, în timp ce pe alta, îndeplineşte funcţia de separare a Depresiunii Transilvaniei faţă de Dealurile de Vest. Acest fapt a condus la diferenţe de opinie, sub aspectul încadrării sale la o unitate sau alta, ori să poată fi considerat o unitate cu o identitate proprie (Pop, 2001). În cele mai multe cazuri, se consideră că sunt situate în afara Depresiunii Transilvaniei, jalonând-o doar prin clinele orografice, care o încadrează spre nord-vest (Savu, 1973).

Pentru acest aliniament nord-vestic, limita se prelungeşte de la Jibou spre nord, urmărind partea estică a Depresiunii Guruslău pe aliniamentul localităţilor: Rona, Husia, Someş Guruslău, Trainiş, Năpradea şi Cheud (fig. 2. 3). Din Depresiunea Guruslău, ea se continuă spre est, printr-un şir de bazinete depresionare de eroziune, plasate la nord de cuestele şi abrupturile structurale (date de către monoclinul depozitelor eocen-oligocene), caracteristice părţii de nord-vest a Podişului Someşan (Savu, 1963). Prezenţa acestor bazinete depresionare schiţează *„nu numai o denivelare bruscă faţă de podiş, ci şi un veritabil uluc compartimentat, de separaţie faţă de insulele cristaline Prisaca, Dealu Mare şi Preluca”* (Savu, 1973, p. 31).

Între aceste bazinete depresionare, conform sursei citate, se remarcă: Vădurele - poziţionat la baza abruptului structural al Dealului Poieniţei (512 m); Fericea - încadrat de cristalinul Prisăcii (626 m) precum şi de creasta calcaroasă Tămâiţa (655 m) - Prisnel (651 m) - Cornul Pleşei (558 m); Vărai - între Cornul Pleşei şi Chicera Mare (567 m); Valea Morii - între martorul structural Dealul Marginea (570 m) şi Vârful Purecoaia (565 m).

La est de Valea Morii intervine o complicaţie în delimitare, deoarece linia fronturilor de cuestă, mai intens fragmentată, se continuă spre est *„străjuind defileul epigenetic al Lăpuşului, ai cărui afluenţi de pe stânga, obsecvenţi, subminează abruptul structural al cuestelor printr-o eroziune activă (V. Prislopului, V. Bitului, V. Gadelui, V. Şălniţei, V. Vimei). Luat în mare, culoarul relativ larg al Lăpuşului, în planul său superior, în care valea s-a încleştat apoi epigenetic, cu nenumărate meandre încătuşate în cristalinul Prelucii, poate fi considerat ca uluc depresionar de contact. Limita nordică a Podişului Someşan urmează deci linia cuestelor din Piciorul Stînii (517 m), D. Prihodului (548 m), D. Româneştilor (507 m), Vf. Podului (539 m), D. Sălniţii 461 m. Legătura culoarului Lăpuşului cu şirul de depresiuni menţionate, se face prin intermediul înşeuării de sub Vf. Purecoaia, în care este cantonat satul Prislop”* (Savu, 1987, în Geografia României, III, 1987, p. 32).

Din amonte de intrarea Lăpușului în defileu, la localitatea Răzoare, limita se continuă pe la vest de așezările Borcut și Dumbrava, separând Depresiunea Lăpuș de Dealul Dumbrava, pentru a ajunge la Stoiceni (fig. 2. 9), de unde începe contactul cu Carpații Orientali, prin intermediul Munților Țibleșului.

Prin alegerea acestui traseu al limitei, am încercat să urmăresc, pe cât posibil, contactul morfologic dintre cristalin și sedimentar, așa cum am procedat și în alte situații, cu toate că pe acest sector, el este mai puțin reliefat și mai dificil de urmărit.

În încheiere trebuie subliniat că, în funcție scara la care sunt abordate, relațiile spațiale dintre Depresiunea Transilvaniei și Munții Carpați sunt complexe și se definesc prin raporturi: tectono-structurale, morfologice, morfohidrografice, biopedogeografice și morfo-antropice.

CAPITOLUL 2
UNITĂȚILE MORFOSTRUCTURALE ALE DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

Cu toate că teritoriul studiat este unul depresionar, din punct de vedere geomorfologic el nu este uniform, motiv pentru care au fost delimitate numeroase unități morfostructurale.

Dintre cercetătorii care au avut preocupări, în regionarea geomorfologică integrală, a Depresiunii Transilvaniei, se remarcă: Mihăilescu (1957, 1966), Tufescu (1966a), Coteț (1973), Geografia României, III (1987), Morariu et al. (1980), Irimuș (1998), Ielenicz (1999), Pop (2001), Badea (2006) etc.

Pornind de la cele specificate de autorii menționați și de la observațiile efectuate în teren, pentru Depresiunea Transilvaniei au fost deosebite două unități morfostructurale majore (fig. 2. 1): Depresiunile de contact și dealurile înalte peritransilvane (Morariu et al., 1980) sau **Dealurile și Depresiunile Submontane** (Geografia României, III, 1987) și **Podișul Transilvaniei** (Morariu et al., 1980; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001 etc); ele mai poartă și denumirea de Unitatea Centrală, respectiv Unitatea Marginală (Geografia României, III, 1987; Pop, 2001).

S-a ajuns astfel, prin geneză și evoluție, ca în Depresiunea Transilvaniei să existe un relief concentric, care înclină și descrește altitudinal spre partea centrală, reprezentat de: Dealurile și Depresiunile Submontane (mai înalte) și Podișul Transilvaniei (mai coborât altitudinal), iar în interiorul acestuia, teritoriile din vecinătatea văilor mari îmbracă forma de dealuri și coline (Morariu et al. 1980).

Alături de cercetătorii care au abordat sub aspect regional întreaga Depresiune a Transilvaniei, se remarcă și cei care și-au îndreptat studiile, doar asupra unor porțiuni ale acesteia: Gârbacea (1957), Posea (1962a), Savu (1963), Mac (1972), Josan (1979), Popescu (1990), Grecu (1992), Raboca (1995), Irimuș (1998), Sandu (1998), Muntean (2004), Baciu (2006), Hosu (2009) Gârbacea (2015) etc.

Modul cum au delimitat ei, teritoriile respective, servește la împărțirea marilor unități morfostructurale în subunități de rang inferior.

Dintre cele două unități, cea care dă nota de specificitate a depresiunii este **Podișul Transilvaniei**. Comparativ cu acesta, **Dealurile și Depresiunile Submontane** au în majoritatea cazurilor și caracteristici comune grupelor Munților Carpați, cu care vin în contact. Această afirmație este valabilă atât pentru Dealurile Submontane, care de multe ori au înălțimi și caracteristici montane (Dealul Bichiș Dealul Șiclod, Dealul Firtuș etc.), cât și pentru Depresiunile Submontane, care sunt

influențate de prezența muntelui din apropiere (Depresiunea Praid-Sovata, Depresiunea Sălișteetc.).

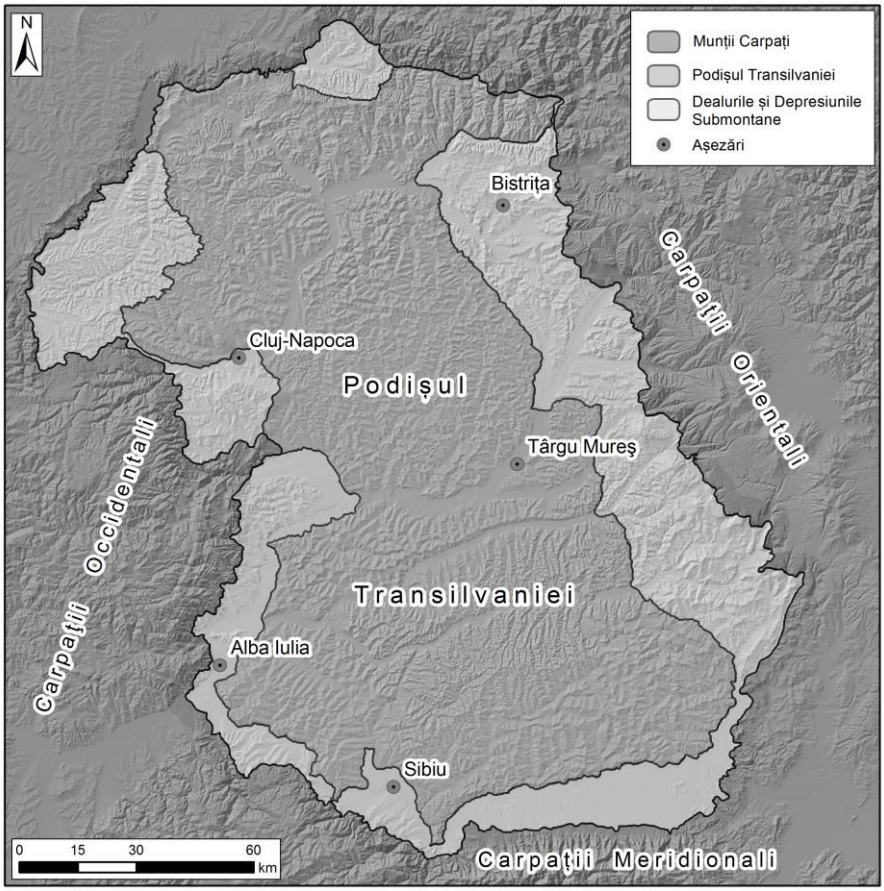


Fig. 2. 1. Unitățile morfostructurale majore ale Depresiunii Transilvaniei

Prezența acestui capitol, în prima parte a lucrării, o consider necesară, întrucât permite familiarizarea cititorului cu subunitățile depresiunii, cele în cuprinsul cărora sunt localizate formele de relief specifice, care vor fi prezentate sub aspect tipologic.

2.1. PODIȘUL TRANSILVANIEI

El are în componență partea centrală a Depresiunii Transilvaniei. Denumirea de podiș vine de la morfologia caracteristică unor unități morfostructurale ale Podișului Someșan (Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Șimișna Gârbou etc.) și Podișului Târnavelor (Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor etc.).

Caracterul de podiș este conferit și de maniera în care sunt dispuse depresiunile, de la contactul cu muntele, și culoarele văilor interioare, care sunt mult

adâncite sub nivelul suprafețelor interfluviale. Acest fapt care le conferă celor din urmă *„un caracter de relativă suspendare, adică de podiș”* (Morariu et al, 1980, p. 2). Autorii citați, menționează în continuare că, trăsăturile de podiș sunt accentuate pentru părțile centrale de netezimea și nivelul altimetric uniform al culmilor, fapt explicabil prin prezența suprafețelor structurale și a fragmentelor rămase din suprafața primordială a depresiunii, existentă după ultima exondare.

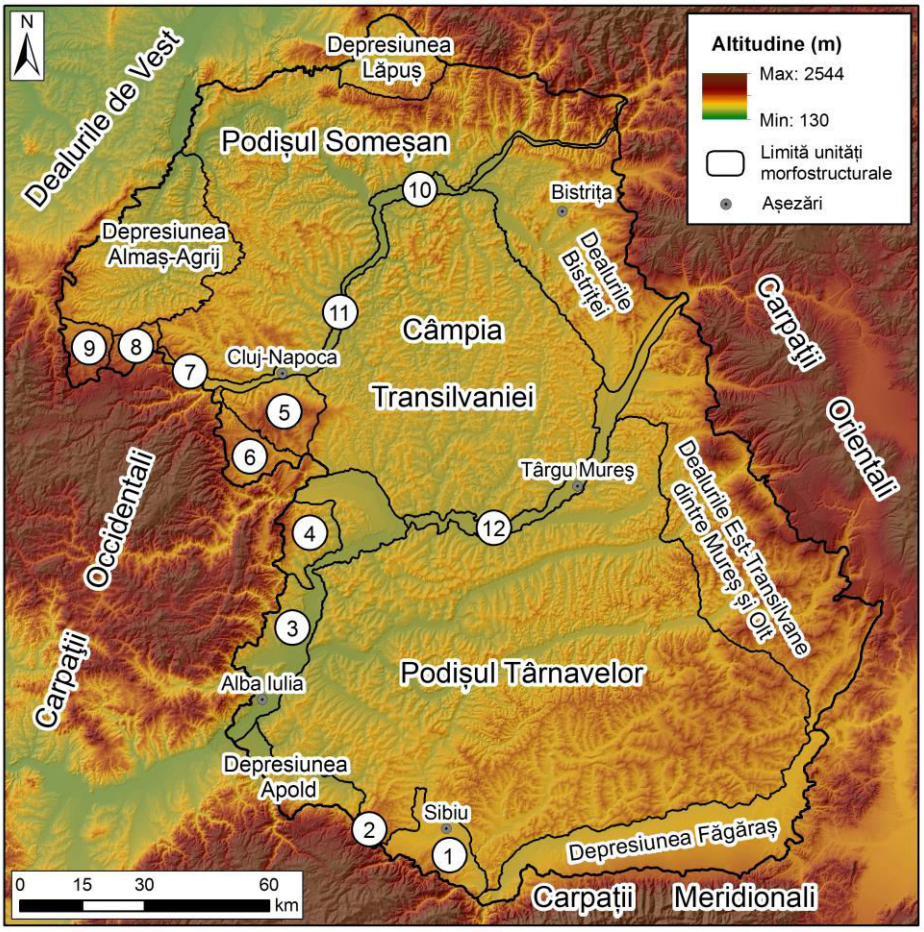


Fig. 2. 2. Subunitățile morfostructurale ale Depresiunii Transilvaniei; 1 – Depresiunea Sibiului, 2 – Depresiunea Sălișteи, 3 – Culoarul Turda – Alba Iulia; 4 – Podișul Măhăceni; 5 – Masivul Feleacului; 6 – Depresiunea Hășdate – Vlaha; 7 – Culoarul Căpușului; 8 – Podișul Păniceni; 9 – Depresiunea Huedin; 10 – Culoarul Someșului Mare; 11 – Culoarul Someșului Mic; 12 – Culoarul Mureșului

În cadrul Podișului Transilvaniei există deosebiri evidente ale morfologiei, diverselor unități morfostructurale, lucru ilustrat și de faptul că pe suprafețe considerabile morfologia inițială de podiș nu s-a mai păstrat. De exemplu, teritoriul

cuprins între Someşuri şi Târnava Mică, datorită prezenţei nivelului de bază coborât al Mureşului, a evoluat sub aspect morfologic, până la stadiul de dealuri sau coline (Morariu et al., 1980). Comparativ cu această situaţie, între Târnava Mică şi Olt, precum şi la nord de cele două Someşuri, morfologia de podiş este mult mai bine conservată (Morariu et al., 1980).

În Podişului Transilvaniei există trei unităţi morfostructurale principale (fig. 2. 2): Podişul Someşan, Câmpia Transilvaniei şi Podişul Târnavelor. Ele sunt caracterizate de o morfologie distinctă, rezultată îndeosebi în urma adaptării văilor la structură şi litologie, adaptare care a dictat ulterior şi evoluţia versanţilor. Pentru o abordare completă a spaţiului din interiorul limitelor podişului, la cele trei unităţi trebuie adăugate şi sectoarele de culoar de vale care le delimitează; în categoria lor se includ: Culoarul Someşului Mare (sectorul Beclean-Dej), Culoarul Someşului Mic (sectorul Gilău-Dej) şi Culoarul Mureşului (sectorul Reghin-Gura Arieşului).

2.1.1. Podişul Someşan

Localizare. El este poziţionat în partea nord-vestică a Podişului Transilvaniei, fiind bine delimitat morfologic de unităţile morfostructurale înconjurătoare.

La nord limita acestuia începe din Depresiunea Guruslău, aparţinătoare Dealurilor de Vest (subunitatea Dealurile Silvaniei), pentru ca apoi să urmărească bazinetele depresionare de eroziune, localizate la sud Jugul Intracarpatic (reprezentat prin Masivul Dealul Mare sau Ţicău, Masivul Preluca şi Dealul Dumbrava) şi la nord de fronturile de cuestă şi abrupturile structurale, date de către monoclinul depozitelor eocen-oligocene, existente în partea de nord-vest a Podişului Someşan. Pe acest sector limita trece prin localităţile Cheud, Fericea, Vărai şi Prislop, pentru a se continua apoi pe versantul stâng al Defileului Lăpuşului până la Răzoare, aşezare situată în extremitatea vestică a Depresiunii Lăpuş. În continuare, limita nordică a Podişului Someşan urmăreşte aliniamentul localităţilor din sudul Depresiunii Lăpuş: Vălenii Lăpuşului, Rohia, Boiereni, Agrieşel şi Larga. Mai departe, limita se continuă spre est urmărind contactul Podişului Someşan cu Munţii Ţibleşului şi Munţii Rodnei, prin intermediul unor curmături şi bazinete depresionare, situate de-a lungul următoarelor localităţi: Molişet, Şendroaia, Suplai, Bichigiu, Telciu (situat pe Valea Sălăuţa, cea care delimitează Munţii Ţibleşului de Munţii Rodnei), Parva şi Sângeorz-Băi.

Limita estică este mult mai clară, sub aspect morfologic, ea fiind dată de culoarele de vale ale Someşului Mare şi Someşului Mic, cele care separă Podişul Someşan de Dealurile Bistriţei (până la confluenţa Someşului Mare cu Şieul) şi Câmpia Transilvaniei. Culoarul Someşului Mare începe să aibă semnificaţie în acest sens, începând de la Sângeorz-Băi şi până la Dej, unde are loc confluenţa cu Someşul

Mic. La rândul, său culoarul Someşului Mic delimitează latura estică a podişului între Dej şi Apahida (fig. 2. 3).

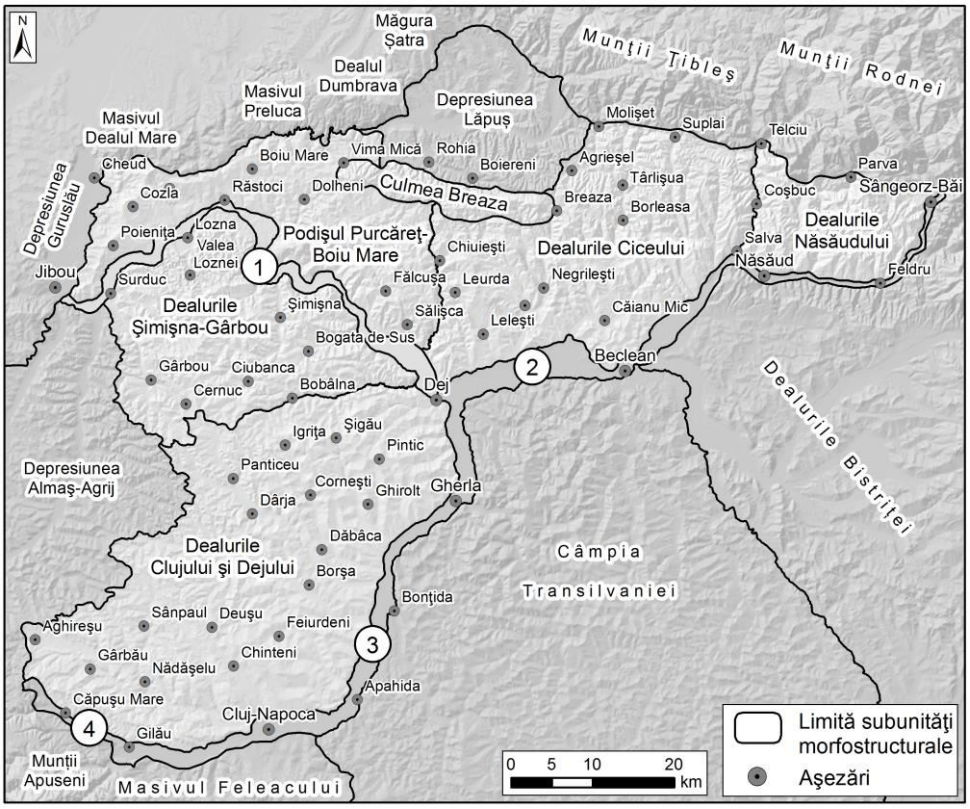


Fig. 2. 3. Subunităţile morfostructurale ale Podişului Someşan; 1 – Culoarul Someşului; 2 – Culoarul Someşului Mare; 3 – Culoarul Someşului Mic; 4 - Culoarul Căpuşului

În partea sudică Podişul Someşan este delimitat faţă de Masivul Feleacului şi Munţii Gilăului, prin intermediul Culoarului Someşului Mic (sectorul Apahida - Gilău) şi Culoarul Căpuşului (sectorul Gilău - Dumbrava).

Limita vestică, mai puţin evidentă sub aspect morfologic, separă Podişul Someşan de: Podişul Păniceni, Depresiunea Almaş-Agrij şi Depresiunea Guruslău. Faţă de Podişul Păniceni limita este dată de aliniamentul localităţilor: Dumbrava, Leghia şi Aghireşu. Delimitarea dintre podiş şi Depresiunea Almaş-Agrij este mai degrabă una arbitrară, ea urmărind interfluviul dintre afluenţii de stânga ai Nadăşului, Someşului Mic şi Gârboului, respectiv cei de dreapta ai Almaşului. Limita dintre podiş şi Depresiunea Guruslău începe de la Rona, se continua apoi pe la est de Husia, Someş Guruslău, Trainiş şi Năpradea, pentru a ajunge până la Cheud.

Relief. Podișul Someșan reprezintă una dintre cele mai extinse și complexe unități morfostructurale din Depresiunea Transilvaniei. În același timp, prin morfologia sa, el corespunde cel mai fidel conceptului de podiș, deoarece se dezvoltă pe o cuvertură de sedimentar, dominant monoclinală, la care se adaugă structuri anticlinale și sinclinale, slab conturate și evidențiate ca forme de relief (Geografa României, III, 1987).

Sub aspect morfologic, podișul reprezintă o asociere complexă de unități deluroase înalte, care deși au fost intens modelate, de către procesele geomorfologice, păstrează influențele structurilor monoclinale (Savu, 1963), și unități depresionare joase, sub formă de culoare de vale sau bazinete modelate fluvial.

Relieful Podișului Someșan este în mare parte rezultatul dispunerii monoclinale a straturilor, care înclină, cu câteva grade, către interiorul Depresiunii Transilvaniei. De asemenea, pe latura nord-estică depozitele sunt ușor cutate, pentru ca în vest și sud-vest structura să fie aproape tabulară (Savu, 1963). Influența structurilor monoclinale se menține în relief mai ales prin intermediul cuestelor, rezultate în urma modelării fluviale, cea care a compartimentat intens suprafața inițială, rămasă în urma exondării. Prezența structurilor monoclinale și tabulare, pe cea mai mare parte a podișului, a determinat caracteristicile morfologice de ansamblu a acestei subunități, motiv pentru care predomină formele structurale.

Modul diferențiat de sedimentare a depozitelor paleogene și neogene, față de aria de inflexiune, pe care s-a instalat apoi cursul Someșului (între Dej și Jibou), a determinat ca formele specifice reliefului structural să se desfășoare concentric (sub formă unui arc de cerc, cu centrul localizat la Gherla), fiind menținut îndeosebi pe straturile rezistente la eroziune (Savu, 1963).

Alături de condițiile structurale se remarcă și cele litologice, caracterizate de o succesiune foarte variată ca facies și duritate. Relieful petrografic este mai degrabă unul de detaliu, făcând-se remarcat îndeosebi acolo unde elementele structurale de tipul monoclinurilor, anticlinalelor și sinclinalelor sunt slab reprezentate (Savu, 1963). Evident este în acest caz relieful carstic, din Podișul Purcăreț-Boiu Mare, caracterizat de prezența platourilor cu doline și a văilor carstice, la care se adaugă relieful dezvoltat pe gresii și conglomerate.

Alături de morfologia de ansamblu a Podișului Someșan se remarcă și cea de detaliu, în special pe suprafața versanților, unde, pe fondul unor condiții propice, se întâlnesc forme de relief generate de procesele de deplasare în masă (Bilașco et al., 2011), precum și procesele de scurgere cu caracter torențial al apei. De asemenea, dinamica albiilor râurilor, care drenează podișul, contribuie și ea într-o manieră specifică la evoluția reliefului.

Subunități. Cu toate că la modul general predomină caracteristicile morfologice de podiș, analizat în detaliu Podișul Someșan relevă existența unor

subunităţi morfostructurale, care prin câteva note de specificitate, se individualizează fiecare în manieră proprie. Ele sunt următoarele: Podişul Purcăreţ-Boiu Mare, Dealurile Ciceului, Culmea Breaza, Dealurile Năsăudului, Dealurile Şimişna-Gârbou, Dealurile Clujului şi Dejului şi Culoarul Someşului (Savu, 1963; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001).

În continuare vor fi prezentate pe scurt limitele şi caracteristicile geomorfologice ale fiecărei unităţi morfostructurale componente.

Podişul Purcăreţ-Boiu Mare este localizat în partea apuseană a Podişului Someşan, fiind delimitat în vest şi sud de Culoarul Someşului (sectorul Cheud - Căşeiu). În nord urmăreşte aproximativ aliniamentul localităţilor: Cheud, Fericea, Vărai şi Prislop, Răzoare, Vălenii Lăpuşului, Vima Mică, Vima Mare, Coroieni, Dealul Mare şi Măgoaja, cel care îl delimitează de Masivul Dealul Mare, Masivul Preluca, Depresiunea Lăpuşului şi de Culmea Breaza, iar în est se extinde până la Valea Sălătrucului.

Sub aspect geomorfologic, partea vestică a acestei unităţi morfostructurale, cunoscută sub denumirea de Culmea Prisnel (cu altitudinea de 651 m în Vârful Prisnelu), se prezintă sub forma unei creste structurale, de tip front de cuestă, fragmentată de pâlnii cataclinale cu aspect de amfiteatru, aşa cum este şi cea în care se află localitatea Vădurele (Geografia României, III, 1987). La est de această creastă, relieful se prezintă sub forma unui platou calcaros, unde calcarele eocene sunt însoţite şi de formaţiuni miocene, rezultând un relief specific. Între văile Ileanda şi Poienii morfologia este dictată de prezenţa anticlinalului Dăbâceni – Baba, care a fost parţial exhumat de sub formaţiunile miocene.

Diferenţieri morfologice se înregistrează şi pe direcţia nord-sud, în sensul că Podişul Purcăreţ – Boiu Mare prezintă două sectoare distincte: nordic (mai înalt şi mai intens fragmentat) şi sudic (mai coborât altitudinal şi mult mai unitar) (Geografia României, III, 1987).

Sectorul nordic este mai fragmentat, deoarece a fost modelat fluvial de către afluenţii Lăpuşului, Bârsăului şi Someşului, cei care l-au transformat într-un aliniament de martori structurali şi de eroziune, sculptaţi pe calcare priaboniene, separaţi de înşeuări. Acolo unde suprafeţele sunt mai extinse şi cu înclinări sub 5^{o} se remarcă prezenţa dolinelor, în care se scurg apele din precipitaţii.

Sectorul sudic, mai coborât altitudinal, cu 50 – 100 m faţă de primul, are un relief divers dictat de litologie şi de modelarea fluvială, prin intermediul afluenţilor de dreapta ai Someşului. Se remarcă în acest sens relieful carstic format pe calcarele priaboniene, care se extind în sud până la limita localităţilor: Cozla, Purcăreţ, Mesteacăn, Boiu Mare, Romăneşti şi Sălniţa (Geografia României, III, 1987). Relieful carstic este unul de platou cu lapiezuri, doline şi văi carstice, la care se adaugă izvoare descendente sau izbucuri, la limita dintre calcare şi argilele eocen inferioare.

La traversarea depozitelor de calcare, văile prezintă scurte sectoare de chei; dintre acestea se remarcă: Frâncenilor, Poiana (Cheile Babei), Goştila etc. În spatele sectoarelor de îngustare, văile prezintă bazinete păstrate, sub forma unor mici depresiuni, în care s-au creat condiţii favorabile pentru aşezări (Purcăreţ, Luminişu, Baba, Goştila etc.).

Dealurile Ciceului sunt poziţionate la est de unitatea precedentă, de care le delimitează Valea Sălătrucului, iar în est se extind până la Valea Sălăuţei. În sud merg până la Culoarul Someşului (sectorul Căşeiu - Dej) şi Someşului Mare (sectorul Dej - Salva). La nord se întind până la Culmea Breaza, Depresiunea Lăpuş şi Munţii Ţibleş, aproximativ pe aliniamentul dat de localităţile: Măgoaja, Strâmbu, Breaza, Agrieşel, Larga, Molişet, Şendroaia, Suplai, Bichigiu şi Telciu.

Relieful este pe de o parte rezultatul modelarii fluviale, a formaţiunilor miocene, iar pe de alta efectul prezenţei eruptivului de la Ciceu. Acesta din urmă se prezintă sub forma unei culmi orientate nord-vest – sud-est, dominând relieful înconjurător prin intermediul unor vârfuri cu altitudini de peste 700 m (Vârful Pietrei 724 m, Măgura 753, Ciceu Spânzei 733 m, Colţul Pietrelor 705 m etc.). Legat de eruptiv se remarcă şi prezenţa orizonturilor de tuf badenian, care este mai rezistent la eroziune decât marnele, argilele şi nisipurile cu care alternează, fapt ce determină o morfologie specifică la nivelul versanţilor sau al albiilor, care îl intersectează.

La rândul său, relieful fluvial este influenţat în mare măsură de structura geologică, reprezentată de prezenţa unui larg sinclinoriu, în cadrul căruia, de la nord la sud, se succed cel puţin două anticlinale şi sinclinale, orientate în sensul Culmii Breaza (Geografia României, III, 1987). Din acest motiv, la intersectarea sinclinalelor, de către văile care vin dinspre Culmea Breaza (Sălătruc, Conciului şi Valea Mare) şi Munţii Ţibleş (Ilişua şi Ţibleş), se formează sectoare mai largi, cu aspect de bazinete depresionare, îndeosebi acolo unde râurile principale au confluenţe cu afluenţii veniţi dinspre est sau din vest.

Culmea Breaza se află în extremitatea nordică a Podişului Someşan, dominând altitudinal atât Depresiunea Lăpuşului, situată la nord, cât şi Podişul Purcăreţ-Boiu Mare şi Dealurile Ciceului, localizate la sud de ea. În nord se extinde până la aliniamentul localităţilor: Vima Mică, Vălenii Lăpuşului, Rohia şi Boiereni, pentru a se continua apoi spre est, până la înşeuările care separă bazinetele de obârşie ale văilor: Rohia, Periac şi Valea Mare (situate la nord de localitatea Breaza). În est este limitată de Valea Mare, care o desparte de Dealurile Ciceului. În sud se învecinează atât cu Dealurile Ciceului, pe aliniamentul Huta, Strâmbu, Măgoaja, cât şi cu Podişul Purcăreţ-Boiu Mare, urmărind aproximativ localităţile: Dealul Mare, Coroieni şi Vima Mare. În vest vine în contact tot cu Podişul Purcăreţ-Boiu Mare, pe limită fiind situate aşezările Vima Mare şi Vima Mică.

Sub aspect morfologic se prezintă sub forma unei culmi unitare, menţinute la altitudini de peste 700 m (Dealul Vimii 777 m, Vârful Aruncaşu 788 m, Dealul

Arţărişului 803 m, Vârful Alunişu 933 m şi Vârful Breaza 974), cu excepţia unor înşeuări, aşa cum este cea de la Coroieni (507 m) şi de la Măgoaja (697 m). Înălţimile respective se menţin datorită existenţei rocilor rezistente la eroziune, reprezentate de gresii şi conglomerate, dispuse sub forma unui sinclinal suspendat (Geografia României, III, 1987). Spre periferia culmii versanţii prezintă declivităţi mai reduse (în medie 10 – 15°), din cauza existenţei depozitelor de versant de tipul glacisurilor, rezultate în urma proceselor de deplasare în masă, care au afectat conglomeratele slab cimentate, specifice Formaţiunii de Hida (Geografia României, III, 1987).

Dealurile Năsăudului reprezintă compartimentul estic al Podişului Someşan. Spre nord se extind până la Munţii Rodnei, de care sunt delimitaţi pe aliniamentul următoarelor localităţi, poziţionate în bazinete depresionare de contact: Telciu, Parva şi Sângeorz-Băi. Depresiunile de contact, în care sunt localizate aşezările menţionate, se leagă între ele prin curmături înalte, alcătuind un culoar suspendat şi compartimentat, dar mai coborât altitudinal cu 200 – 400 m, faţă de culmile sudice ale Munţilor Rodnei (Geografia României, III, 1987). Limita estică şi sudică este dată de Culoarul Someşului Mare (sectorul Sângeorz-Băi – Salva), în timp ce limita vestică de Valea Salva (sectorul Telciu - Salva).

Relieful este rezultatul modelarii fluviale, prin intermediul râurilor care vin din Munţii Rodnei şi a afluenţilor acestora. Se deosebesc în acest sens culoare de vale bine individualizate, aşa cum sunt cele ale râurilor Sălăuţa, Gersa, Rebra, Valea lui Dan şi Feldrişel, separate de culmi interfluviale prelungi, orientate nord-sud, care îi dau acestei subunităţi aspectul de platformă, pe care Gârbacea (1957) o numeşte Platforma Năsăudului. Culmile interfluviale principale se menţin la altitudini medii de 750 – 900 m, iar cele secundare, dintre afluenţi râurilor care provin din Munţii Rodnei, la altitudini de 550 – 600 m, de unde şi caracterul de muscele a acestora.

Pe fondul morfologiei generale se remarcă şi forme de relief structural şi petrografic. În jumătatea nordică a Dealurilor Năsăudului, formaţiunile oligocenului fiind dispuse monoclinal, cu înclinări de 15 – 20°, au favorizat apariţia suprafeţelor structurale (menţinute la altitudini de 850 – 900 m), care spre nord prezintă fronturi de cuestă, evidenţiate de afluenţii văilor consecvente (Geografia României, III, 1987). În extremitatea estică a acestei subunităţi se remarcă prezenţa rocilor vulcanice de tipul dacitelor, reliefate sub forma unor măguri vulcanice, care închid bazinetul depresionar Sângeorz-Băi.

Dealurile Şimişna-Gârbou sunt situate în partea central-vestică a Podişului Someşan. În extremitatea nordică şi estică sunt delimitate de Culoarul Someşului, în sud se extind până la Valea Olpretului (cea care de delimitează de Dealurile Clujului şi Dejului) şi interfluviul dintre văile Panticeu sau Lonea (afluent al Someşului Mic) şi Gârbou sau Brâglez (afluent al Someşului), pentru ca în vest limita să urmărească interfluviul dintre afluenţii de dreapta ai Almaşului şi cei de stânga ai Brâglezului.

Drenarea văilor spre Someş a determinat ca şi interfluviile să fie dispuse în evantai, sub forma unor culmi înguste şi paralele (Savu, 1963). Acest aspect a fost favorizat şi de structură, ale cărei anticlinale şi sinclinale sunt orientate de la nord la sud. De exemplu, Valea Şimişnei, între Ciubăncuţa şi Hăsnaş este adaptată la structură, urmărind axul unui sinclinal, care se continuă şi la nord de Culoarul Someşului (Savu, 1963).

Prezenţa unui nivel de bază în coborâre, aşa cum este cel al Someşului, în aval de Jibou, a determinat că văile să se adâncească suficient de mult, în suprafaţa podişului, astfel încât formele de relief cu altitudini maxime să se păstreze sub forma unor martori erozivo-structurali. Se remarcă în acest sens dealurile Nadiş (644 m), Mărului sau Caselor (620 m), Râpa Şimişnei (611 m), Pietrosului (607 m) etc. S-a ajuns astfel, ca valorile fragmentării verticale a reliefului să fie superioare, comparativ cu celelalte unităţi morfostructurale ale Podişului Someşan.

Dealurile Clujului şi Dejului sunt localizate în partea sudică şi sud-estică a Podişului Someşan. În nord se întind până la Valea Olpretului, pentru ca de la izvoarele acesteia limita să urmărească interfluviul dintre văile Panticeu şi Gârbou. În est sunt mărginite de Culoarul Someşului Mic (sectorul Dej - Apahida). La sud se extind până la culoarele Someşului Mic (sectorul Apahida - Gilău) şi Căpuşului (între Gilău şi Dumbrava). Limita vestică, mai puţin evidentă sub aspect morfologic, separă dealurile Clujului şi Dejului de Podişul Păniceni (aliniamentul localităţilor Dumbrava şi Aghireşu) şi Depresiunea Almaş-Agrij (o delimitare mai mult arbitrară, ea urmărind interfluviul dintre afluenţii de stânga ai Nadăşului şi Someşului Mic, respectiv cei de dreapta ai Almaşului).

Relieful acestei subunităţi este în principal rezultatul adaptării reţelei de văi la structura geologică, predominant monoclinală şi tabulară. A rezultat astfel o alternanţă de culmi interfluviale, cu altitudini medii de 550 – 650 m, şi culoare de vale, al căror parte inferioară se menţine, în medie, la 250 – 350 m. Prezenţa unei litologii variate, specifică formaţiunilor miocene, (conglomerate, gresii, argile marnoase, tufuri, nisipuri, pietrişuri etc.), are efecte morfologice la nivelul interfluviilor, versaţilor şi albiilor. La nivelul interfluviilor se face simţită prezenţa Tufului de Dej, cel care favorizează menţinerea unor altitudini de peste 600 m, aşa cum este în cazul dealurilor: Lombului (682 m), Nucului (667 m), Grecea (620 m), Vulturului (607 m), Băbdiului sau Bobâlnei (689 m). Pe suprafaţa versanţilor se remarcă prezenţa brâielor structurale, menţinute de orizonturile mai dure (fig. 6. 27).

La nivelul albiilor, în situaţiile în care curentul de apă intersectează tuful de Dej, procesele de eroziune în adâncime sunt cele dominante, fapt care a determinat ca însuşi aspectul morfologic al văii, în profil transversal, să fie unul îngust, cu aspect de defileu, aşa cum este în cazul văilor: Borşei între localităţile Vultureni şi Ciumăfaia, Lonei între Pâglişa şi Dăbâca, Lujerdiului între Stoiana şi Morău, Mărului la Aluniş (Geografia României, III, 1987).

Dintre unitățile de rang inferior, ale Dealurilor Clujului și Dejului, se remarcă: Dealurile Dejului (cuprinse între Valea Olpretului și Valea Lonei), Dealurile Clujului (între Valea Lonei și Valea Nadășului), Valea Nadășului (devenită subunitate prin aspectul de culoar de vale subsecventă, pe care îl are) și Interfluviul Nadăș - Căpuș (situat între văile Nadăș și Căpuș are o asimetrie evidentă datorită caracterului său structural și litologic).

Culoarul Someșului este situat în partea centrală a Podișului Someșan, fiind limitat la nord de Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Ciceului, iar la sud de Dealurile Șimișna-Gârbou și Dealurile Clujului și Dejului. El este rezultatul adâncirii Someșului, pe sectorul Dej-Jibou, în formațiunile monoclinale ale Podișului Someșan, față de care curge consecvent. Acest fapt se reflectă și în valoarea pantei albiei, care în aval de Dej crește, comparativ cu cea a albiilor Someșului Mare și Someșului Mic, deși în mod normal ar trebui să scadă progresiv spre vărsare (Savu, 1963).

Relieful este unul specific culoarelor de vale, cu versanți simetrici, la partea superioară, și asimetrici, la cea inferioară, unde sunt prezente terasele și lunca; sub aspect dimensional culoarul are o lungime de aproximativ 80 km și lățimi care variază 2 și 6 km.

Caracteristică pentru morfologia de la partea inferioară a culoarului este alternanța sectoarelor de îngustare cu cele de lărgire. Din prima categorie se remarcă cele de la: Rus (unde Someșul intersectează anticlinalul localităților Podișu-Dăbâceni-Frâncenii de Piatră), Cormeniș-Răstoci (râul s-a adâncit în calcarele priaboniene) și Var-Turbuța (sculptat în calcare eocene și gresii) (Pop, 2001). Între ele sunt prezente cele din a doua categorie, mai largi (unde la partea inferioară predomină terasele), cum sunt cele de la: Dej-Rus, Rus-Răstoci și Răstoci-Jibou (Pop, 2001).

2.1.2. Câmpia Transilvaniei

Localizare. Se situează în partea centrală a Podișului Transilvaniei, fiind delimitată de subunitățile limitrofe, prin intermediul unor culoare de vale, bine individualizate morfologic (fig. 2. 4).

La nord Câmpia Transilvaniei se extinde până în Culoarul Someșului Mare, cel care pe sectorul Beclean-Dej, o delimitează față de Podișul Someșan.

În partea estică, limita față de Dealurile Bistriței, este dată pe de o pare de Culoarul Șieu-Dipșa (cu drenaj spre Someșul Mare), iar pe de altă parte de Valea Luțu și afluentul său de dreapta Valea Lunca (cu drenaj spre Mureș).

Limita sudică a Câmpiei Transilvaniei este una dintre cele mai bine evidențiate morfologic, datorită prezenței Culoarului Mureșului, care o separă de Podișul Târnavelor, pe sectorul Reghin-Gura Arieșului.

În vest, comparativ cu situațiile precedente, limita nu urmărește întotdeauna doar culoare de vale de anvergură, așa cum este cel al Arieșului (între Gura Arieșului și Turda), ci și traseul unor văi drenate de pârâuri. Este vorba în acest sens de Valea Racilor, între Turda și Copăceni, respectiv Valea Zăpodie, între Pata și Sânnicoară. Mai trebuie menționat, că între Copăceni și Pata limita urmărește poala estică a Masivul Feleacului de-a lungul aliniamentului morfologic ce trece pe la nord de Tureni, apoi pe la Ceanu Mic și Aiton, pentru a ajunge în bazinetul de obârșie a Pârâului Zăpodie, la Pata.

Relief. Denumirea dată acestei unități morfostructurale duce cu gândul la relieful de câmpie, dar lucrurile nu sunt tocmai așa. Apelativul de „câmpie" provine mai ales din modul de utilizare agricolă a terenurilor, din antropizarea accentuată, comparativ cu situația din unitățile limitrofe, decât din aspectul reliefului, care este unul propriu ținuturilor deluroase. Doar pe alocuri, în partea sudică, tendința este de trecere spre un relief colinar, cu interfluvii domoale și văi largi, cu lunci bine dezvoltate.

Localizarea sa, în partea centrală a Podișului Transilvaniei, a determinat ca modelarea reliefului să aibă loc prin raportarea râurilor la nivelurile de bază ale Someșului și Mureșului. S-a ajuns astfel ca afluenții acestora să genereze un relief fluvial specific, caracterizat de alternanța văilor și a culmilor interfluviale. Acestea din urmă de cele mai multe ori au fost reduse la stadiul de dealuri și coline, de unde și apelativul de „câmpie". Prezența fronturilor de cuestă, a râpelor de desprindere a alunecărilor de tip glimee, a domurilor și a cutelor diapire este cea care diminuează monotonia acestui teritoriu. Din acest motiv aspectul morfologic de detaliu, la nivel de unități de rang inferior, este mai degrabă unul specific unităților de deal, decât câmpiei. Cu toate acestea, așa cum am precizat anterior, s-a păstrat apelativul de „câmpie" derivat mai mult din activitățile antropice desfășurate, decât din morfologie.

Din urmărirea modului de ordonare spațială, a suprafețelor cu altitudine maximă și a fronturilor de cuestă, se observă caracterul de cuvetă al Câmpiei Transilvaniei (Geografia României, III, 1987). Acest aspect este evident cu deosebire în partea centrală, suprapusă bazinelor hidrografice Fizeș și Pârâul de Câmpie (Luduș), dar și la limita cu marile culoare de vale, care o delimitează, acolo unde râurile Someșul Mic, Someșul Mare, Arieș, Mureș și Dipșa au sculptat văi însoțite de fronturi de cuestă orientate spre exterior. Prezența reliefului structural, generat pe depozite monoclinale, determină una din notele de specificitate a morfologiei Câmpiei Transilvaniei, și anume, asimetria interfluviilor (Gârbacea, 1992).

Evoluția subaeriană îndelungată, începând din Miocenul superior, a condus la formarea unui relief fluvial, caracterizat de prezența a numeroase văi, care prin adaptarea la structură au primit pe alocuri chiar un caracter labirintic. În cadrul culoarelor de vale, de la partea superioară spre cea inferioară, se remarcă prezența:

interfluviilor, versanţilor, glacisurilor, teraselor (doar pe râurile principale: Fizeş, Pârâul de Câmpie, Dipşa etc.) şi a luncilor.

Fig. 2. 4. Subunităţile morfostructurale ale Câmpiei Transilvaniei; 1 – Culoarul Someşului; 2 – Culoarul Someşului Mare; 3 – Culoarul Someşului Mic; 4 – Culoarul Mureşului; 5 – Munţii Apuseni; 6 – Masivul Feleacului

Subunităţi. Urmărită la nivel de detaliu Câmpia Transilvaniei prezintă diferenţieri morfologice de la un compartiment la altul, motiv pentru care se pot deosebi două unităţi morfostructurale: Câmpia Someşană şi Câmpia Mureşană (Geografia României, III, 1987; Pop, 2001), fiecare cu mai multe subdiviziuni (fig.

2. 4). Cele mai mari deosebiri se înregistrează între partea nordică și nord-vestică, care are aspectul tipic unui teritoriu de dealuri (înălțimi ce depășesc 600 m și diferențe de nivel între lunci și interfluvii de 250-300 m) și partea sudică, mai mult cu aspect colinar (altitudini care rareori depășesc 450 m și diferențe de nivel între partea superioară și cea inferioară a versanților de 150-200 m).

Limita dintre cele două unități corespunde cu cea dintre bazinele hidrografice ale Someșelor și Mureșului. De la vest spre est ea urmărește aliniamentul localităților: Boju, Iuriu de Câmpie, Mociu, Cămărașu, Budești, Miceștii de Câmpie, Comlod și Teaca. Trebuie specificat că este o limită arbitrară, deoarece nu separară teritorii cu trăsături geomorfologice, geologice sau biogeografice deosebit de evidente.

Câmpia Someșană este situată în partea nordică a Câmpiei Transilvaniei, fiind limitată la sud de interfluviul dintre Someșuri și Mureș, la est de Valea Dipșa, la nord de Culoarul Someșului Mare, iar la vest de Culoarul Someșului Mic.

Relieful prezintă diferențieri între partea nordică și sudică, pe măsură ce are loc trecerea de la un relief structural, caracteristic mai mult cutelor diapire, la unul specific domurilor și brahianticlinalelor scurte.

Dispunerea paralelă a cutelor diapire a determinat formarea unor văi longitudinale conjugate, localizate preponderent pe sinclinale, așa cum este în cazul văilor: Zăpodie, Valea Mare, Mărăloiu, Florilor, Sărată, Largă etc. (Geografia României, III, 1987). La rândul lor anticlinalele au menținut forme de relief mai înalte, iar pe fondul diferențelor de nivel care se înregistrează, procesele de eroziune areală și liniară au contribuit la descoperirea masivelor de sare și implicit la extinderea terenurilor degradate (Geografia României, III, 1987), prin intermediul proceselor geomorfologice (Roșian et al., 2016).

O morfologie aparte o prezintă compartimentul nord-vestic al acestei subunități, cuprins între Valea Fizeșului și Culoarul Someșului Mare. Este vorba de cel mai înalt și mai fragmentat sector al Câmpiei Transilvaniei; în cadrul acestuia structurile anticlinale larg boltite (Sânmărtin, Unguraș, Țentea – Budiu - Nușeni), strâmte și scurte (Mălin - Beclean - Apatiu) înalță relieful la altitudini de peste 600 m (Dumbralivezi sau Dumbrava Livezii, 638 m, Dâmbu Stânii, 610 m) (Geografia României, III, 1987).

În albii, pe măsură ce râurile înaintează obsecvent spre nord (Meleș, Batin, Apatiu etc.), dominante sunt procesele de eroziune în adâncime, fapt evidențiat și de rupturile de pantă de natură litologică și structurală; s-a ajuns astfel ca la nivelul văilor, analizate în profil transversal, să existe o alternanță între sectoarele mai înguste și cele cu aspect de bazinete de eroziune (Geografia României, III, 1987).

Ramificarea extremă a râurilor, pe fondul bazelor locale de eroziune și al pragurilor structurale, a favorizat geneza bazinetelor de obârșie, care nu de puține ori au aspect depresionar (Geografia României, III, 1987); după sursa citată, cele mai evidente sunt următoarele: Suatu (închis la nord de îngustarea de la Căianu),

Mociu (pregnant asimetric, barat la vest de Geaca), Fizeşul superior (un adevărat amfiteatru morfohidrografic, subliniat de convergenţa râurilor la Geaca), Buza (pe cursul superior al Văii Jimbor) şi Sânmihaiu de Câmpie (suspendat şi mult mai ramificat pe subbazinete, la sud de culmea deluroasă de la Lechinţa – Gropile de 571 m şi Vermeşu de 527 m).

Alături de relieful structural, pe fondul alternanţei de straturi dure (conglomerate, gresii, tufuri) cu straturi friabile (marne, argile), o pondere semnificativă o deţine, pe alocuri, relieful petrografic. Se remarcă în acest sens abrupturile litologice, polițele şi brâiele, fapt care determină ca profilul versanţilor, chiar şi în condiţii de structură monoclinală, să fie unul etajat (Geografia României, III, 1987).

Câmpia Someşană, pornind de la diferenţierile morfologice, care se înregistrează între diversele sale compartimente, poate fi împărţită în următoarele unităţi de rang inferior (Geografia României, III, 1987):

- *Dealurile Sicului* se extind de la limita vestică şi sudică a Câmpiei Someşene până la Valea Fizeşului, dar doar sectorul din aval de Ţaga; nota de specificitate este dată de prezenţa cutelor diapire, cu apariţia sării la zi – Cojocna, respectiv Sic - şi de prezenţa proceselor geomorfologice;

- *Dealurile Unguraşului* continuă spre nord unitatea precedentă, extinzându-se până la Valea Meleşului, cu excepţia bazinului superior al acesteia; reprezintă compartimentul cel mai înalt al Câmpiei Transilvaniei, cu altitudini de peste 600 m, favorizate de prezenţa cutelor diapire, însoţite şi în acest caz de apariţia sării la zi – la Nireş;

- *Câmpia Fizeşului* este localizată preponderent în bazinele superioare ale Fizeşului şi Meleşului, relieful său fiind rezultatul modelării structurilor de domuri şi brahianticlinale scurte de către reţeaua hidrografică; are aspectul unui spaţiu depresionar, relativ suspendat, comparativ cu unităţile învecinate, şi de asemenea prezintă similitudini evidente cu Câmpia Mureşană;

- *Dealurile Lechinţei* sunt poziţionate între văile Meleşului şi Dipşei, caracterizându-se printr-un relief deluros fragmentat de văi largi, pe a căror versanţi procesele geomorfologice sunt favorizate de un substrat friabil, alcătuit din marne, argile, nisipuri şi intercalaţii de tufuri vulcanice, intens cutate (Geografia României, III, 1987).

Câmpia Mureşană se află în partea sudică a Câmpiei Transilvaniei, limita ei nordică fiind dată de interfluviul dintre Someşuri şi Mureş, cea estică de Valea Luţului şi afluentul său Lunca, cea sudică de Culoarul Mureşului, iar spre vest se extinde până la Culoarul Arieşului şi Valea Racilor.

Relieful, sub aspectul diferenţelor de nivel, este unul mai puţin semeţ, comparativ cu ceea ce se înregistrează la nord de interfluviul dintre Someşuri şi Mureş. La aceasta a contribuit pe de o parte litologia, reprezentată îndeosebi de

marne, şisturi marnoase, argile şi nisipuri, cu intercalaţii de gresii argilo-nisipoase, conglomerate şi tufuri vulcanice, iar pe de alta nivelul de bază, din apropiere, a Mureşului; toate aceste variabile au determinat ca relieful să se afle într-un stadiu de maturitate precoce (Geografia României, III, 1987). Altitudinile se menţin preponderent între 350 şi 450 m, exceptând martorii de eroziune, menţinuţi de sâmburi de rocă mai rezistentă (gresii, tufuri etc.), care ajung la altitudini de peste 500 - 550 m.

Modelarea fluvială îndelungată, la care se adaugă procesele geomorfologice de pe suprafaţa versanţilor, a condus la o morfologie specifică colinelor, cu cline domoale, asimetrice, despărţite de văi largi şi sinuoase, care au la partea inferioară lunci largi şi netede, cu tendinţă de înmlăştinire (Geografia României, III, 1987).

Alături de litologie, o influenţă semnificativă în geneza reliefului a avut-o structura. Se remarcă în acest sens prezenţa domurilor şi brahianticlinalelor. Cu toate că acestea au fost erodate la partea superioară, datorită înclinării reduse a depozitelor (2 – 5º), structurile de tip dom nu au imprimat reliefului pante accentuate, dimpotrivă au constituit o condiţie favorabilă pentru formarea unui relief colinar (Geografia României, III, 1987). Influenţa structurilor de tip dom şi brahianticlinal se face simţită în orientarea văilor şi culmilor interfluviale, care nu de puţine ori sunt însoţite de fronturi de cuestă semicirculare şi suprafeţe structurale radiale; astfel de caracteristici sunt vizibile în partea centrală a Câmpiei Mureşene, unde domurile se grupează pe două aliniamente evidente, pe care sunt înscrise structurile Zau de Câmpie, Sărmăşel şi Luduş, la care spre est se adaugă cele din bazinul Comlodului (Geografia României, III, 1987).

Deosebirile morfologice, care se înregistrează între diversele sectoare ale Câmpiei Mureşene, permit împărţirea ei în trei unităţi de rang inferior (Geografia României, III, 1987; Pop, 2001):

- *Dealurile Aiton-Viişoara* sunt limitate în vest de Valea Racilor, în nord de interfluviul dintre Someşul Mic şi Mureş, în est de Valea Largă, iar în sud de Culoarul Arieşului; relieful este unul colinar, ca rezultat al modelări cutelor diapire de către reţeaua hidrografică;

- *Câmpia Sărmaşului* este limitată la vest de Valea Largă şi Culoarul Arieşului, la nord de interfluviul dintre Someşuri şi Mureş, la est de Valea Comlodului, iar la sud de Culoarul Mureşului; relieful este rezultatul modelării structuriilor de tip dom, ce au în componenţă depozite de argile, marne şi nisipuri, fapt care a favorizat maturizarea avansată a reliefului; culoarele de vale sunt largi, iar configuraţia în plan trădează adaptarea la structurile menţionate; spre Culoarul Arieşului se termină printr-un abrupt de natură structurală (Coasta Grindului), menţinut pe depozite monoclinale;

- *Dealurile Mădăraşului* sunt cuprinse între Valea Comlodului, în vest, Culoarul Mureşului şi al Luţului, în sud şi est, respectiv interfluviul dintre Someşul

Mare şi Mureş, în nord; în relief predomină văile şi culmile interfluviale, dispuse alternant de la vest la est, ca efect al adaptării văilor la structurile de tip cute diapire, specifice estului Depresiunii Transilvaniei.

2.1.3. Podişul Târnavelor

Localizare. El este poziţionat în partea sudică a Podişului Transilvaniei, fiind delimitat faţă de unităţile învecinate, atât prin culoare largi de vale şi depresiuni, în partea nordică, vestică şi sudică, cât şi prin văi, ale unor râuri secundare, în cadrul cărora sunt localizate o serie de depresiuni intracolinare, aşa cum se întâmplă în partea estică (fig. 2. 5); abordate la nivel de detaliu limitele acestei unităţi morfostructurale sunt cele prezentate în continuare.

În nord se extinde până la Culoarul Mureşului şi Culoarul Turda –Alba Iulia, limita trecând prin localităţile: Periş, Gorneşti, Sângeorgiu de Pădure, Ernei, Sângerogiu de Mureş, Târgu Mureş, Cristeşti, Ungheni, Recea, Ogra, Şeulia de Mureş, Bogata, Gheja, Stâna de Mureş, Copand, Căptălan, Noşlac, Uioara de Sus, Ocna Mureş, Uioara de Jos, Micoşlaca şi Gâmbaş).

La vest limita este dată de Culoarul Turda – Alba Iulia, ea urmărind aliniamentul localităţilor: Gâmbaş, Păgida, Ciumbrud, Meşcreac, Peţelca, Căpud, Zărieş, Totoi, Teleac, Drâmbar, Şeuşa, Ciugud, Limba, Oarda şi Lancrăm.

În partea sudică se învecinează cu unităţi depresionare situate la contactul cu Carpaţii Meridionali, dintre care se remarcă: Depresiunea Apold (pe aliniamentul localităţilor Sebeş, Cut, Cunţa, Miercurea Sibiului, Apoldu de Jos şi Aciliu), Depresiunea Sălişte (între Aciliu şi Săcel), Depresiunea Sibiu (pe aliniamentul Orlat, Cristian, Ocna Sibiului, Şura Mare, Şelimbăr, Mohu, Veştem şi Tălmaciu) şi Depresiunea Făgăraş (limita trece pe la nord de localităţile Bradu, Săcădate, Glâmboaca, Colun, Nou Român, Feldioara, Rucăr, Cincşor, Şona şi Hălmeag).

Spre est, Podişul Târnavelor se extinde până la Depresiunea Făgăraş (sectorul Hălmeag-Hoghiz), şi Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, faţă de care limita este dată de o serie de culoare de vale, ale unor râuri secundare. Între acestea, de la sud la nord, se remarcă următoarele: Valea Homorodului şi Homorodului Mare (între Hoghiz şi Caţa), Valea Paloşul (de la Caţa la Beia), Valea Archita (de la nord de Beia până la Mureni), Valea Eliseni (sectorul Şoard – Şoimuşu Mare), Valea Loţu (de la izvoare până la confluenţa cu râul Cuşmed), Valea Cuşmedului (de la confluenţa anterior menţionată până la Sângeorgiu de Pădure), Valea Ghegheş (între Viforoasa şi Neaua), Valea Tarasveld (între Neaua şi Rigmani), Valea Nirajului (sectorul Miercurea Nirajului - Vărgata), Valea Hodoşa (între Vărgata şi Sâmbriaş) şi Valea Telacului (sectorul Teleac - Periş).

Relief. Sub aspect morfologic, Podişul Târnavelor se prezintă sub forma unui ansamblu de culmi principale, largi, prevăzute cu şei şi martori de eroziune,

cuprinse altitudinal în general între 650 – 700 m în est şi 400 – 450 în vest; culmile sunt orientate aproximativ est-vest, conform direcţiei de curgere a principalelor râuri, care drenează acest teritoriu: Nirajul, Târnava Mică, Târnava Mare, Târnava, Hârtibaciul, Secaşul Mic etc. (Badea, 2006). Din interfluviile principale se desprind culmi secundare, orientate în principal de la sud la nord sau invers, dar şi radiar, îndeosebi acolo unde reţeaua hidrografică s-a adaptat structurilor de tip dom, atât de specifice părţii centrale a Podişului Târnavelor; de asemenea în extremitatea vestică, dar şi în cea estică sunt prezente şi cute diapire, de care se leagă sarea de la Ocna Mureş şi Ocna Sibiului.

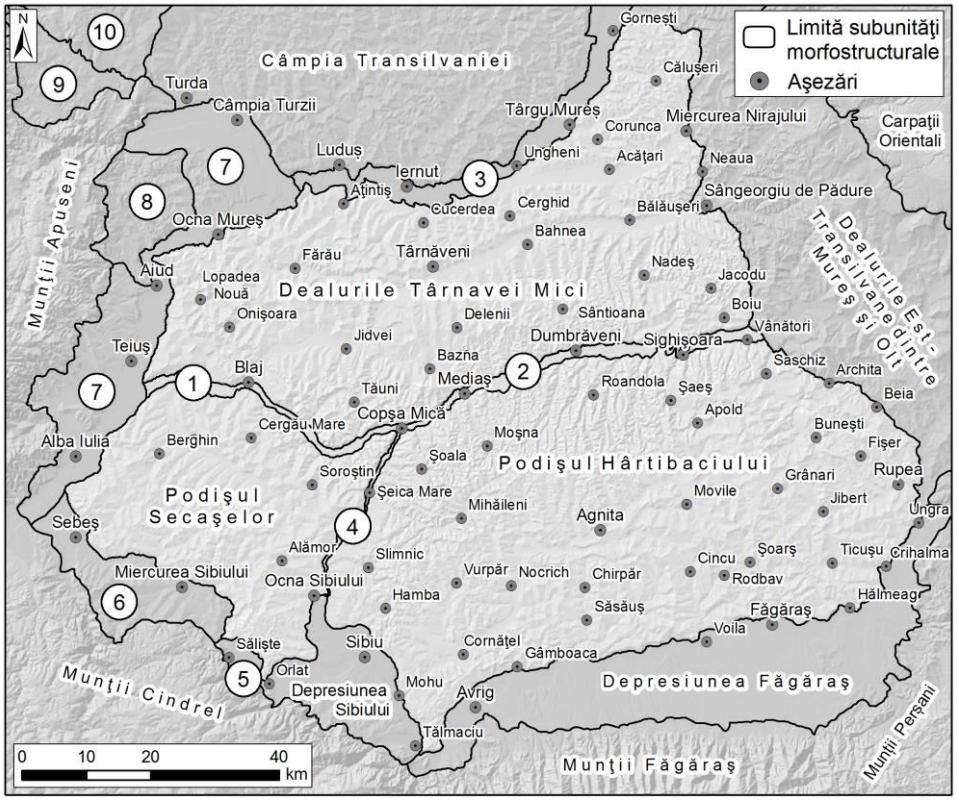


Fig. 2. 5. Subunităţile morfostructurale ale Podişului Târnavelor; 1 – Culoarul Târnavei; 2 – Culoarul Târnavei Mari; 3 – Culoarul Mureşului; 4 – Culoarul Visei; 5 – Depresiunea Sălişte; 6 – Depresiunea Apold; 7 - Culoarul Turda Alba Iulia; 8 – Podişul Păniceni; 9 – Depresiunea Hăşdate - Vlaha; 10 - Masivul Feleacului

Toate acestea concură spre oferirea caracterului de podiş, al acestui teritoriu, care înclină în general de la est spre vest, dar şi de la sud spre nord, ca efect al mişcărilor de ridicare ce au afectat Carpaţii Orientali şi Meridionali.

În acelaşi timp, marile culoare de vale, cum sunt cele ale Nirajului, Târnavelor, Hârtibaciului şi Secaşului Mic, prezintă numeroase terase fluviale şi lunci bine dezvoltate.

Geneza unui astfel de relief a fost condiţionată, alături de structură, şi de o litologie favorabilă proceselor geomorfologice, din domeniul modelării fluviale. Se remarcă în acest sens prezenţa rocilor friabile de tipul argilelor marnoase, argilelor, nisipurilor şi chiar a orizonturilor de tufuri.

Din cauza aceloraşi tipuri de roci, pe fondul unei utilizări agricole a terenurilor, pe suprafaţa versanţilor se înregistrează procese geomorfologice de tipul deplasărilor în masă şi a scurgerii apei pe suprafeţe înclinate.

Subunităţi. Vastitatea unităţii morfostructurale din sudul Podişului Transilvaniei, se răsfrânge şi în diferenţierile care se înregistrează sub aspect geomorfologic, între diversele sale compartimente. Din acest motiv în Podişul Târnavelor există trei mari unităţi morfostructurale (Dealurile Târnavei Mici, Podişul Hârtibaciului şi Podişul Secaşelor), fiecare cu subdiviziuni de rang inferior, bine individualizate (fig. 2. 5). Tot în categoria subunităţilor Podişului Târnavelor se înscriu şi câteva culoare de vale: Culoarul Târnavei Mari, Culoarul Târnavei şi Culoarul Visei.

Dealurile Târnavei Mici sunt poziţionate în partea nordică a Podişului Târnavelor. Din acest motiv, în nord şi vest ele sunt delimitate de Culoarul Mureşului (sectorul Periş-Teiuş), în sud de Culoarul Târnavei (sectorul Teiuş-Blaj) şi Culoarul Târnavei Mari (sectorul Blaj-Vânători), iar în est se extind până aliniamentul dat de următoarele văi: Eliseni, Loţu, Cuşmed, Ghegheş, Tarasveld, Nirajului (sectorul Miercurea Nirajului - Vărgata), Hodoşa şi Teleac; văi care le separă de Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt.

Relieful acestei subunităţi este rezultatul fragmentării fluviale îndelungate, care a avut loc după exondarea post-pannoniană. S-a ajuns astfel ca afluenţii Mureşului, Nirajului şi Târnavelor să-l fragmenteze, într-o serie de culmi, mai mult sau mai puţin paralele, orientate dinspre interfluviile majore, spre culoarele principale de vale.

În cadrul Dealurilor Târnavei Mici altitudinile scad atât de la est (600 – 650 m) spre vest (450 – 500 m), cât şi de la sud (650) spre nord (400 – 450 m), pe de o parte ca efect al mişcărilor de ridicare din Carpaţii Orientali, iar pe de alta ca efect al mişcărilor neotectonice din Culoarul Mureşului, mişcări cu semn negativ, care au determinat şi migrarea spre nord a râurilor principale. Printre efectele acestui fenomen, se numără şi evidenţierea structurii, din alcătuirea substratului, a cărei efect morfologic este asimetria văilor Mureşului, Târnavei Mici şi Târnavei Mari.

Prezenţa cutelor diapire, brahianticlinalelor şi domurilor se reflectă în configuraţia de ansamblu a reliefului, cele mai evidente elemente structurale fiind cuestele. La nota de specificitate a morfologiei contribuie şi prezenţa reliefului

selectiv, cauzat de alternanţa depozitelor friabile (marne, argile, nisipuri etc.), cu depozite mai rezistente (tufuri vulcanice, gresii etc.) (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, pe anticlinalele şi sinclinalele din fasciculul diapiric vestic, unde predominante sunt rocile friabile, fronturile de cuestă sunt mai atenuate şi cu o linie a profilului sinuoasă; comparativ cu acestea, domurile din partea centrală prezintă cueste simetrice (Delenii, Bazna şi Filitelnic), cu fronturi mai abrupte, menţinute şi de tufuri vulcanice. La rândul lor, cuestele specifice structurilor sinclinale au fronturile opuse, în timp ce monoclinurile largi converg către văi sau, pe alocuri, către aliniamente de cueste, care evidenţiază inversiuni de relief (Geografia României, III, 1987).

Pe fronturile de cuestă, atât de specifice Dealurilor Târnavei Mici, sunt prezente numeroase procese geomorfologice din categoria deplasărilor în masă pe versant (Réti, 2009) şi ale scurgerii apei pe suprafeţe înclinate.

Reţeaua hidrografică, cea care a contribuit semnificativ la evidenţierea structurii, a lăsat în urmă, prin adâncirea ei, un relief fluvial aparte, cu deosebire în culoarele marilor râuri. Dintre acestea din urmă, Târnava, Târnava Mare şi Târnava Mică au sculptat văi adânci şi largi, cu aspect de culoar, prevăzute cu terase şi lunci. Alături de râurile principale, afluenţii acestora au contribuit semnificativ la fragmentarea suprafeţei iniţiale a podişului, care în momentul de faţă se prezintă sub forma unei succesiuni de interfluvii, de unde şi caracterul deluros (Geografia României, III, 1987), al acestei unităţi.

Şi în acest caz, deosebirile impuse de evoluţia diferenţiată a reliefului, pe fondul unui substrat neomogen, sub aspect structural şi litologic, permit individualizarea mai multor unităţi morfostructurale de rang inferior (Geografia României, III, 1987, Josan, 1979, Pop, 2001, Badea, 2006) (fig. 2. 6):

- *Dealurile Lopadei* corespund sectorului vestic al Dealurilor Târnavei Mici, fiind limitate la nord şi vest de Culoarul Mureşului, la sud de culoarele Târnavei şi Târnavei Mici, iar la est de văile: Pănade, Alecuş şi Fărău; pe fondul prezenţei cutelor diapire, văile sunt largi şi mature – Fărău, Lopadea, Ozd – cu aspect depresionar intracolinar;

- *Dealurile Târnăvenilor* sunt delimitate la nord de Culoarul Mureşului şi Valea Nirajului, la vest de văile Pănade, Alecuş şi Fărău, la sud de Culoarul Târnavei Mici, iar la est de Valea Oaia; se prezintă sub forma unei culmi orografice orientată est-vest, din care se desprind interfluvii secundare îndeosebi către nord;

- *Dealurile Târgu Mureşului* sunt limitate la vest de Culoarul Mureşului şi Valea Oaia, la sud de Valea Nirajului – sectorul Ungheni-Acăţari – şi Culoarul Târnavei Mici – sectorul Bălăuşeri-Viforoasa, iar în est de văile Ghegheş, Tarasveld, Niraj – între Miercurea Nirajului şi Vărgata - , Hodoşa şi Teleac; prezenţa domului Corunca determină existenţa unui relief structural, cu văi dispuse radiar şi cueste concentrice;

- *Dealurile Blajului* se extind în nord până la Culoarul Târnavei Mici, în vest şi sud până la Culoarul Târnavei Mari, iar în est până la văile Balta şi Verber; dispunerea monoclinală a straturilor, deranjată pe alocuri de domuri, aşa cum este cel de la Tăuni şi Bazna, determină ca relieful văilor şi a culmilor interfluviale să fie unul asimetric, cu front de cuestă spre Culoarul Târnavei Mari şi suprafeţe structurale spre cel al Târnavei Mici);

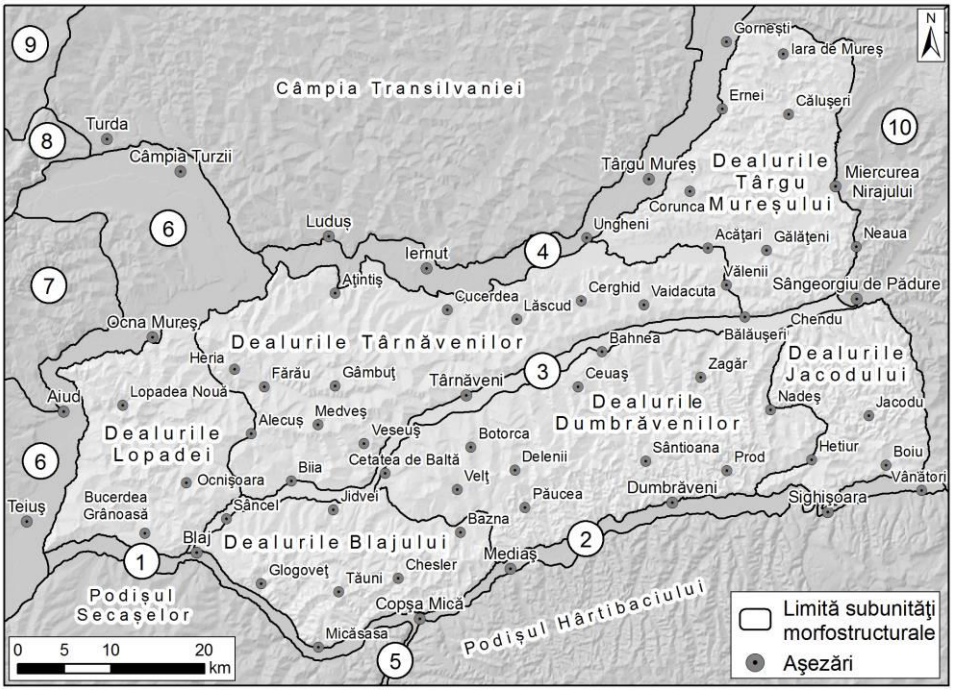


Fig. 2. 6. Subunităţile morfostructurale ale Dealurilor Târnavei Mici; 1 – Culoarul Târnavei; 2 – Culoarul Târnavei Mari; 3 – Culoarul Târnavei Mici; 4 – Culoarul Mureşului; 5 – Culoarul Visei; 6 – Culoarul Turda Alba Iulia; 7 – Podişul Măhăceni; 8 – Munţii Apuseni; 9 – Masivul Feleacului; 10 – Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt

- *Dealurile Dumbrăvenilor* sunt delimitate la nord de Culoarul Târnavei Mici, la vest de văile Balta şi Verber, la sud de Culoarul Târnavei Mari, iar la est de văile Nadeş şi Hetiur; se prezintă sub forma unei culmi principale, sinuoasă şi asimetrică, situată în apropierea Culoarului Târnavei Mari, din care se desprind interfluvii secundare spre nord şi spre sud, asimetrice şi ele, datorită prezenţei structurilor de tip dom;

- *Dealurile Jacodului* sunt delimitate şi ele la nord şi sud de culoarele celor două Târnave, la vest de văile Nadeş şi Hetiur, iar la est de văile Eliseni, Loţu şi Cuşmed; diferenţierile litologice, de la nord şi sud de interfluviul dintre Târnave, se

reflectă şi în relieful acestei subunităţii, în sensul că în partea nord-vestică, acolo unde predomină nisipuri văile sunt înguste şi cu versanţi ai căror înclinări au valori care se menţin între 25 şi 30º, pe când în partea sud-estică, unde predomină marne, văile sunt evoluate şi largi, cu versanţi ai căror pante medii rămân sub 25º; relieful structural este estompat, fiind pus în evidenţa doar în cadrul flancului estic al domului Sângeorgiu de Pădure (Josan, 1979);

- *Culoarul Târnavei Mici* este localizat în partea centrală a Dealurilor Târnavei Mici, extinzându-se de la Sângeorgiu de Pădure până la Blaj; el are aspect depresionar asimetric, datorită tendinţei Târnavei Mici de deplasare spre nord, aspect favorizat atât de structură, cât şi de afluenţii de pe partea stângă, cu debite mai mari, comparativ cu cei de pe partea dreaptă; alături de versanţi, în cadrul culoarului sunt prezente terasele fluviale, în număr de 8, şi lunca.

Podişul Hârtibaciului se află în partea sud-estică a Podişului Târnavelor. La nord se extinde până la Culoarul Târnavei Mari (sectorul Vânători-Copşa Mică), în vest până la Valea Visei (sectorul Copşa Mică-Ocna Sibiului) şi Depresiunea Sibiului (aliniamentul dat de localităţile Şura Mare, Şelimbăr, Mohu, Veştem şi Tălmaciu), în sud până la Depresiunea Făgăraş (limita trece pe la nord de localităţile Turnu Roşu, Bradu, Săcădate, Glâmboaca, Colun, Nou Român, Feldioara, Rucăr, Cincşor, Şona şi Hălmeag), iar în est tot până la Depresiunea Făgăraş (sectorul Hălmeag-Hoghiz) şi Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt (de care sunt separate prin intermediul văilor: Homorod, Homorodu Mare, Paloş şi Archita).

Relieful este rezultatul modelării fluviale îndelungate, la nivelul unui teritoriu alcătuit din alternanţe de marne, argile, nisipuri, gresii, pietrişuri, conglomerate slab cimentate şi intercalaţii de tuf vulcanic, dispuse preponderent monoclinal, iar pe alocuri sub formă de domuri şi brahianticlinale (Geografia României, III, 1987). De asemenea, sunt prezente linii de anticlinal şi sinclinal, dispuse aproximativ pe direcţie nord-sud, aşa cum este anticlinalul Buneşti, din partea estică a podişului sau anticlinalul din cotul Hârtibaciului de la Beneşti-Alţâna (Pop, 2001). A rezultat astfel un relief de dealuri cu altitudini care variază de la 600 – 680 în vest şi 750 – 800 m în est.

Relieful structural este unul aparte, fiind menţinut mai mult pe depozitele monoclinale, decât pe cele anticlinale sau sinclinale, ale căror flancuri sunt uşor înclinate; în lipsa unor depozite dure pe arii extinse, suprafeţele structurale tipice lipsesc, fiind prezente doar fronturi de cuestă, păstrate pe depozite nisipo-grezoase specifice Pannonianului, din nordul şi nord-vestul podişului (Geografia României, III, 1987). În partea nordică a unităţii, la sporirea asimetriei reliefului contribuie şi domul Noul Săsesc, extins între localităţile Nou Săsesc şi Laslea (Gârbacea şi Grecu, 1984).

Datorită prezenţei nisipurilor şi gresiilor pannoniene, în partea nordică şi nord-vestică a podişului, s-a ajuns ca reţeaua de văi să fragmenteze intens suprafaţa iniţială a podişului, transformând-o într-o alternanţă distinctă de culmi interfluviale

şi culoare de vale, care se desprind din interfluviul situat între Hârtibaciu şi Târnava Mare, spre sud şi spre nord; densitatea fragmentării reliefului, prin intermediul reţelei hidrografice, a ajuns în acest caz până la valori 3,5 – 4,5 km/km^2. În astfel de condiţii şi versanţii sunt abrupţi cu declivităţi medii de 25-30^o. Una din caracteristicile Podişului Hârtibaciului este prezenţa interfluviilor, cu aspect de platou sau poduri suspendate, îndeosebi în partea nordică şi nord-vestică. Ele se menţin la altitudini de cuprinse între 450 şi 550 m şi reprezintă resturi din suprafaţa primordială a podişului, care a fost modelată după exondarea pannoniană.

Modelarea fluvială mai intensă, din partea nordică a Podişului Hârtibaciului, trebuie pusă, alături de litologie, şi pe seama nivelului de bază al Târnavei Mari (290 m, la Mediaş), râu care se află mult mai jos altitudinal comparativ cu Hârtibaciu (440 m la Agnita). Din acest motiv cumpăna hidrografică dintre Hârtibaciu şi Târnava Mare, nu corespunde cu linia marilor înălţimi, ea fiind împinsă spre sud (Geografia României, III, 1987).

Prezenţa depozitelor sarmaţiene şi badeniene, în partea sudică şi sud-estică, a determinat ca fragmentarea orizontală a reliefului, de către văi, să fie mai puţin pronunţată, motiv pentru care şi versanţii sunt mai puţin înclinaţi, iar culoarele de vale mai largi, în profil transversal.

Pe versanţii podişului se evidenţiază prezenţa alunecărilor de teren, de diverse tipuri, dintre care se remarcă totuşi cele sub formă de glimee, nu atât prin numărul lor, cât prin suprafaţa afectată: Şaeş 1.824 ha, Movile 900 ha (Grecu, 1992), Saschiz 700 ha (Gârbacea, 1964) etc.

La partea inferioară a culoarelor de vale sunt prezente doar luncile, terasele lipsind sau având o prezenţă sporadică, cu excepţia celor din cursul mijlociu şi inferior al Hârtibaciului, unde, alături de şesul fluvial sunt prezente trei terase (Grecu, 1992).

În Podişului Hârtibaciului, pornind de la diferenţierile morfologice existente între compartimentele sale, au fost identificate următoarele unităţi morfostructurale de rang inferior (Morariu et al. 1980; Grecu, 1992; Pop, 2001; Badea, 2006) (fig. 2. 7):

- *Dealurile Vurpărului* reprezintă sectorul vestic al podişului, fiind limitate la nord de Valea Calva, la vest de Valea Visei, la sud de către Depresiunea Sibiu, iar la est de văile Hârtibaciului şi Bârghişului; relieful său este unul deluros, proeminent faţă de subunităţile înconjurătoare, cu altitudini care depăşesc 600-650, datorită prezenţei unei structuri de tip anticlinal;

- *Dealurile Mediaşului* se desfăşoară în nord până la Culoarul Târnavei Mari, în vest până la văile Visa şi Bârghiş, în sud până la văile Calva şi Hârtibaciu, iar în est până la Valea Şaeşului; relieful este unul preponderent structural, asimetric, ca urmare a adaptării văilor la domurile Copşa Mică şi Noul Săsesc, la care se adaugă prezenţa platourilor interfluviale, ca resturi ale suprafeţei iniţiale a podişului; partea

nordică a subunității este despărțită de Valea Moșna în Dealurile Roandolei și Dealurile Șoalei, după cum au propus Gârbacea și Grecu, în 1984 și 1994, pentru ca partea sudică să fie denumită Dealurile Agnitei (Grecu, 1992);

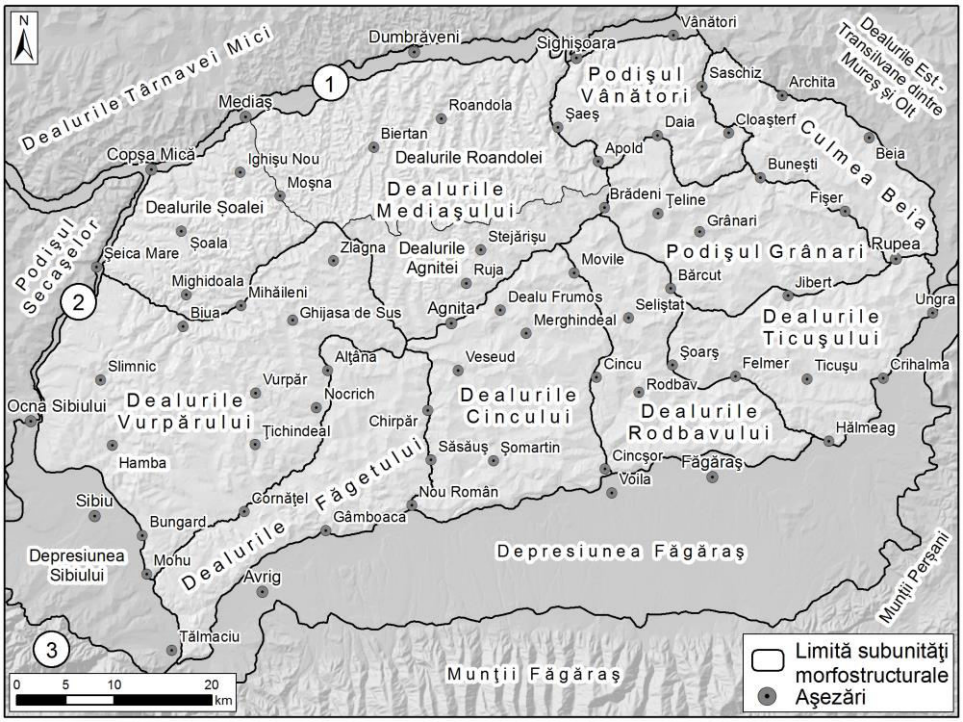


Fig. 2. 7. Subunitățile morfostructurale ale Podișului Hârtibaciului; 1 – Culoarul Târnavei Mari; 2 – Culoarul Visei; 3 – Munții Cindrel

- *Podișul Vânători* se extinde la nord până în Culoarul Târnavei Mari, la vest și sud până la Valea Șaeșului, iar la est până la Valea Saschiz; prin adâncirea afluenților de stânga ai Târnavei Mari, în depozite dispuse aproape orizontal, relieful se prezintă sub forma unui podiș suspendat, cu versanți abrupți și culmi interfluviale extinse;

- *Culmea Beia*, cunoscută și sub denumirea de Dealurile Roadeșului, este delimitată în partea sud-vestică de văile Saschiz și Fișer, iar în cea nord-estică de văile Archita și Paloș; relieful se prezintă sub forma unei culmi interfluviale orientate de la nord-vest spre sud-est, cu altitudini care se mențin între 650 și 800 m; specifice acestei subunități sunt alunecările de tip glimee de la Saschiz;

- *Dealurile Făgetului* sunt limitate în nord de Valea Hârtibaciu și Valea Albac, în vest de Valea Cibinului, aferentă Depresiunii Sibiului, în sud de Depresiunea Făgăraș, iar în est de Valea Săsăușului; se prezintă sub forma unei culmi asimetrice,

care este fragmentată de către afluenţii Oltului, Cibinului şi Hârtibaciului; asimetria reliefului este condiţionată de prezenţa anticlinalelor şi a domului Ilimbav;

- *Dealurile Cincului* sunt încadrate la nord de Valea Hârtibaciului, la vest de Valea Săsăuş şi Valea Albac, la sud de Depresiunea Făgăraş, iar la est de Valea Cincu, Valea Inului şi Valea Morii; relieful său este rezultatul modelării fluviale a unei structuri sinclinale, îndeosebi de către Pârâul Şomartin şi afluenţii săi;

- *Dealurile Rodbavului* se extind în nord până la Valea Hârtibaciului, în vest până la Valea Cincului, Valea Inului şi Valea Moara, în sud până la Depresiunea Făgăraş, iar în est până la Valea Felmer şi Valea Hârtibaciului; relieful este unul structural ca rezultat al adaptării reţelei hidrografice la domul Rodbav; în partea nordică a unităţii sunt prezente alunecările de tip glimee de la Movile;

- *Dealurile Ticuşului* sunt limitate la nord de Valea Mare, la vest de Valea Felmer, la sud de Culoarul Oltului, iar la est de Valea Homorod; relieful său este rezultatul adaptării reţelei hidrografice la depozite depuse monoclinal;

- *Podişul Grânari* se extinde în vest până la Valea Hârtibaciu, la sud până la Valea Mare, la est până la Valea Fişer, iar în nord până la Valea Saschizului; morfologia de ansamblu a teritoriului este rezultatul adaptării reţelei hidrografice la structuri de tipul anticlinalelor şi sinclinalelor.

Subdiviziunile din partea nordică intră în componenţa Podişului Hârtibaciului de Nord, iar cele din sud, în alcătuirea Podişului Hârtibaciului de Sud; ele sunt separate de valea, cu aspect de culoar, a Hârtibaciului.

Podişul Secaşelor, prin situarea sa în partea sud-vestică a Podişului Târnavelor, este delimitat la nord de Culoarul Târnavei Mari şi al Târnavei, la vest de Culoarul Mureşului, la sud de depresiunile Apold şi Sălişte, iar la est Valea Visei şi Depresiunea Sibiu.

Relieful podişului se prezintă sub forma unor culmi prelungi, cu altitudini care variază între 350 şi 620 m, generate în urma adâncirii diferitelor generaţii de văi (Geografia României, III, 1987), în suprafaţa rezultată în urma exondării pannoniene. Din acest motiv subunitatea are aspect de podiş, care pare suspendat atât faţă de culoarele de vale şi depresiunile care îl separă de unităţile înconjurătoare, cât şi faţă de văile afluenţilor care îl drenează.

Prezenţa fasciculelor de cute întretăiate (Geografia României, III, 1987), la care ulterior s-a adaptat reţeaua hidrografică, determină ca în profil transversal culmile să fie asimetrice. Conform sursei citate, alături de depozitele cutate, suprafeţe însemnate sunt ocupate de straturi dispuse monoclinal, care înclină spre partea centrală a Depresiunii Transilvaniei. Şi această dispunere a depozitelor introduce asimetrii, în special în cadrul culoarelor de vale; se evidenţiază astfel două linii de cueste dezvoltate pe partea dreaptă a văilor Secaşului Mare şi Secaşului Mic.

În cadrul podișului se remarcă prezența a trei unități interfluviale principale, a căror altitudini depășesc 500 m: prima corespunde cumpenei de ape dintre Visa și Obârșiile Secașelor (Dealul Hedeleului 582 m, Dealul Fânețelor 567 m), a doua cumpenei dintre Secașul Mic și Secașul Mare (Măgura Copaciului 579 m, Presaca 513 m, Dealul Gruiului 520 m, Gorganu Doștat 481, Dealul Ghirbomului 474), iar cea de-a treia extremității vestice a podișului, dominând Culoarul Mureșului (Măgura Straja 547 m, Vârful Țuțuiului 497 m și Dealul Pleșii 506 m) (Geografia României, III, 1987). Acestora li se adaugă interfluviul dintre Secașul Mic și Târnava Mare, mult mai fragmentat de către afluenții celor două văi, dar care totuși se menține la altitudini de aproximativ 500 m (Dealul Verigerului 482 m, Dealul Comenzii 494 m, Măgura Plari 521 m).

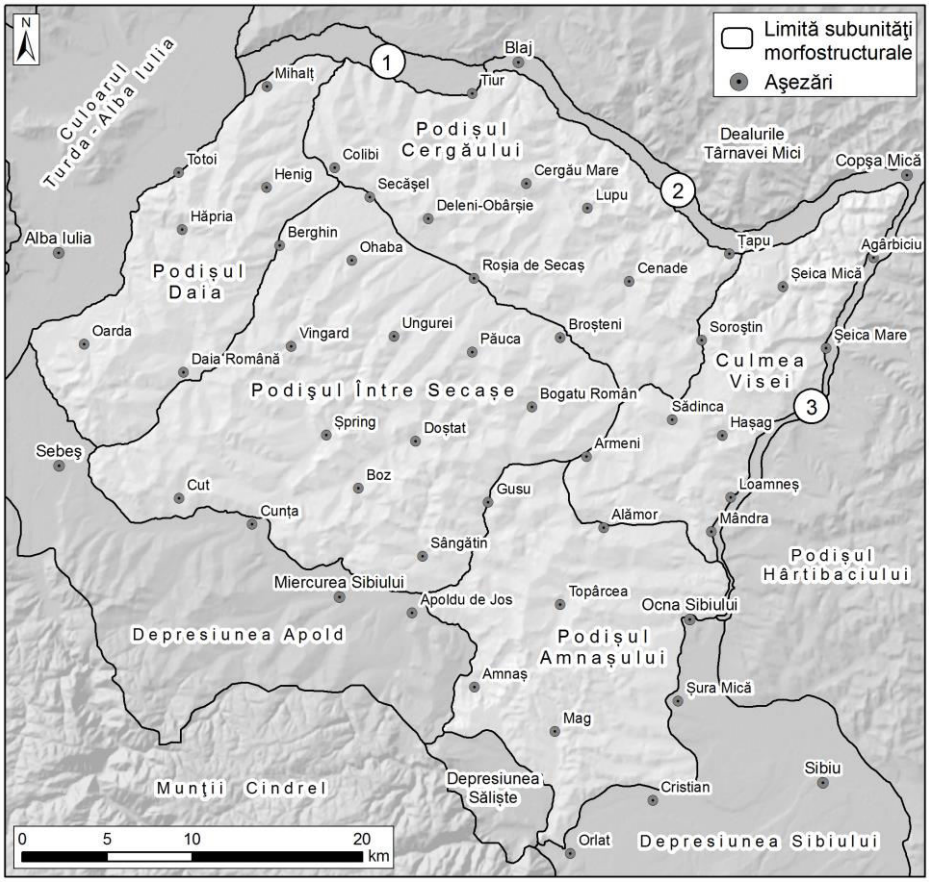


Fig. 2. 8. Subunitățile morfostructurale ale Podișului Secașelor; 1 – Culoarul Târnavei; 2 – Culoarul Târnavei Mari; 3 – Culoarul Visei

La nivel de detaliu, pe versanți, se remarcă prezența morfologiei generate în urma producerii alunecărilor de teren și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate, la

care, pentru partea inferioară a acestora, se adaugă prezenţa teraselor fluviale, îndeosebi pentru Secaşul Mic şi Mare.

Cu toate că Podişul Secaşelor se consideră o unitate relativ uniformă, sub aspect morfologic, se pot deosebi totuşi mai multe unităţi morfostructurale de rang inferior, acestea fiind următoarele (Morariu et al., 1980; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001; Sandu, 2002; Badea, 2006) (fig. 2. 8):

- *Culmea Visei* se extinde în nord până la Culoarul Târnavei Mari, în vest până la văile Lunca Satului şi Soroştin, în sud până la Valea Alămor, iar în est până la Culoarul Visei; are aspectul unei culmi unitare, îndeosebi în partea nordică, datorită prezenţei unei structuri anticlinale;

- *Podişul Amnaşului* este limitat la nord de Valea Alămor, la vest de Valea Ludoş, la sud de depresiunile Apold şi Sălişte, iar la est de Culoarul Visei şi Depresiunea Sibiu; reprezintă cel mai înalt compartiment al podişului, cu altitudini care ajung la 635 m în Dealul Măgura, 628 în Măgura Beleunţa şi 604 în Chicera Amnaşului;

- *Podişul Cergăului* este cuprins între Culoarul Târnavei Mari în nord, Valea Secaşului Mic în vest şi sud, respectiv Valea Soroştin în est; morfologic se prezintă sub forma unui culmi interfluviale principale, orientată de la est la vest, din care se desprind interfluvii prelungi spre nord, cuprinse între afluenţii Târnavei Mari, în timp ce spre sud, spre Valea Secaşului Mic, se termină printru abrupt sub formă de cuestă, pe fondul dispunerii monoclinale a depozitelor geologice;

- *Podişul Între Secaşe* este delimitat la nord de Valea Secaşului Mic, la vest de văile Daia şi Berghin, la sud de Depresiunea Apoldului, iar la est de văile Ludoş şi Lunca Satului; relieful este unul specific teritoriilor de podiş, alcătuit din depozite dispuse monoclinal, caracterizate printr-o fragmentare fluvială mai diminuată, fapt care explică valorile mai reduse ale pantei, îndeosebi pe interfluvii şi în cadrul bazinetelor de obârşie;

- *Podişul Daia* se extinde în nord până la Culoarul Târnavei, în vest până la Culoarul Mureşului, în sud până la Depresiunea Apold, iar în est până la văile Daia şi Berghin; relieful este unul colinar, cu altitudini medii cuprinse între 400 şi 500 m, ca efect al adaptării reţelei hidrografice la structuri de tipul cutelor diapire, caracteristice părţii vestice a Podişului Transilvaniei.

Culoarul Târnavei Mari este parte integrantă a Podişului Târnavelor, cu rol de limită între diversele sale unităţi de rang inferior. La nord se învecinează cu Dealurile Târnavei Mici, iar la sud cu Podişul Hârtibaciului (sectorul Vânători - Copşa Mică) şi Podişul Secaşelor (Sectorul Copşa Mică - Blaj).

Relieful său este cel specific culoarelor de vale, sculptate în depozite dispuse monoclinal, motiv pentru care versantul drept, se prezintă pe aproape toata lungimea sa, sub forma unui front de cuestă (Muntean, 2000), pe suprafaţa căruia sunt prezente alunecări de teren. Uniformitatea menţionată este deranjată pe alocuri de prezenţa

depozitelor dispuse sub formă de domuri, așa cum este în cazul celor de la Copșa Mică și Tăuni, sau de existența unor depozite mai dure, cum sunt nisipurile cimentate și conglomeratele pannoniene din aval de Sighișoara, unde Culoarul Târnavei Mari se îngustează, primind aspect de defileu, prevăzut cu meandre încătușate. La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele fluviale, la care se adaugă lunca; lățimea acesteia din urmă variază între 200 și 3000 m (Josan, 1979).

Culoarul Târnavei îl continuă spre vest pe cel precedent, pe sectorul Blaj - Mihalț, fiind interpus între Dealurile Târnavei Mici, situate la nord și Podișul Secașelor, poziționate în sud.

Sub aspect morfologic este specifică aceeași asimetrie a văii, în profil transversal, versantul drept fiind scurt și abrupt, cu aspect de front de cuestă, iar cel stâng, cu valori reduse ale declivității prezintă terase fluviale la partea inferioară. În funcție de condițiile locale pe versanți sunt prezente procese geomorfologice, din categoria alunecărilor de teren și a celor rezultate în urma scurgerii concentrate a apei.

Culoarul Visei, prin morfologia specifică, are rol de limită între Podișul Hârtibaciului, localizat la est și Podișul Secașului, situat la vest. Are o lungime de aproximativ 32 km între extremitățile sale marcate de localitățile Ocna Sibiului și Copșa Mică.

La fel ca majoritatea culoarelor de vale, din Podișul Târnavelor, și el este asimetric, versantul strâng având morfologia tipică a unui front de cuestă, pentru ca cel drept să fie mai puțin înclinat și fragmentat, de către văile care vin din Podișul Hârtibaciului. La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele fluviale și lunca.

2.1.4. Culoarele de vale

În cadrul Podișului Transilvaniei există mai multe segmente de culoare de vale, care nu este corect să fie încadrate niciuneia dintre unitățile morfostructurale pe care le separă. În această categorie consider că se includ: Culoarul Someșului Mare (sectorul Beclean-Dej), Culoarul Someșului Mic (sectorul Gilău-Dej) și Culoarul Mureșului (sectorul Reghin-Gura Arieșului).

Culoarul Someșului Mare, sectorul Beclean-Dej, este cel care separă Podișul Someșan, situat la nord, de Câmpia Transilvaniei, poziționată la sud. El a rezultat în urma procesului de adâncire a Someșului Mare în depozitele sedimentare ale Podișului Transilvaniei. După ce traversează cutele diapire din sectorul Beclean, lățimea culoarului ajunge la valori cuprinse între 3 și 5 km.

Analizat în profil transversal, culoarul este unul asimetric, versantul stâng fiind mai abrupt și mai scurt, sub formă de front cuestă, în timp ce versantul drept este mai puțin înclinat, prelung și fragmentat de către văile largi ale afluenților, care

coboară din Podişul Someşan. La partea inferioră a culoarului, sunt prezente terasele fluviale (îndeosebi pe partea dreaptă) şi lunca.

Culoarul Someşului Mic, între Gilău şi Dej, are funcţie de limită între Podişul Someşan, situat la nord şi vest, Câmpia Transilvaniei, localizată la est, şi Masivul Feleacului, poziţionat la sud. S-a format în urma adâncirii Someşului Mic în depozitele de vârstă paleogenă şi miocenă (Pop, 2001), existente în partea nord-vestică a Podişului Transilvaniei. Culoarul prezintă lăţimi de 1 - 3 km, la nivelul luncii, şi de 4 – 5 km, la nivelul terasei superioare de 140 m (Geografia României, III, 1987).

Analizat din amonte spre aval culoarul prezintă două îngustări: prima este localizată în dreptul Popinei Calvaria, din cartierul Mănăştur (din Cluj-Napoca), răspunzătoare de ea fiind prezenţa calcarului grosier superior, iar a doua în sectorul Gherla – Băiţa, unde este traversat anticlinalul diapir Sic-Săcălaia-Buneşti (Geografia României, III, 1987). La îngustările menţionate, se adaugă şi sectoare mai largi ale culoarului, aşa cum este cel de la confluenţa văilor: Nadăşului, Chintenilor şi Borhanciului cu Someşul Mic.

Urmărit în profil transversal culoarul este asimetric, datorită prezenţei versanţilor sub formă de front de cuestă. Spre deosebire de culoarele altor râuri, asimetria menţionată nu este una uniformă, versantul mai abrupt schimbându-şi poziţia de pe stânga, pe dreapta văii, în funcţie de condiţiile locale. Astfel, de la Gilău şi până la confluenţa cu Nadăşul, Valea Someşului Mic este una subsecventă, prevăzută cu un front de cuestă pe partea stângă, în timp ce pe partea dreaptă versantul este prelung având în partea mediană şi inferioară terase fluviale; în aval de Cluj-Napoca, până la Apahida, versantul stâng se menţine în continuare mai abrupt, comparativ cu cel drept, fără să fie vorba de un front de cuestă evident, deoarece caracterul de subsecvenţă al văii se pierde treptat, pe măsură ce Someşul Mic ajunge în poziţie oblică, faţă de înclinarea generală a straturilor (Geografia României, III, 1987). În aval de Apahida, culoarul se menţine asimetric, doar că versantul mai abrupt, cu aspect de front de cuestă, este cel drept, dinspre Câmpia Transilvaniei. La această situaţie, alături de structură, contribuie şi Someşul Mic, al cărei albie subminează versantul respectiv, pe fondul împingerii fluviale realizată de către afluenţii de stânga, care vin din Podişul Someşan.

Pe versanţi sunt prezente procese geomorfologice din categoria alunecărilor de teren; ele au fost favorizate de prezenţa rocilor friabile (marne, argile, nisipuri etc.), de pantă, dar mai ales de modul de utilizare a terenurilor.

La partea inferioară a culoarului, alături de terasele fluviale, dispuse preponderent pe partea dreaptă, se află lunca, poziţionată şi ea mai ales în partea dreaptă a albiei.

Culoarul Mureşului, sectorul Reghin – Gura Arieşului, se află poziţionat între Câmpia Transilvaniei, aflată la nord, şi Podişul Târnavelor, localizat la sud. Fiind unul

dintre cele mai reprezentative culoare de vale, din Podişul Transilvaniei, el prezintă o morfologie specifică, rezultată în urma adâncirii Mureşului, cu aproximativ 100 – 150 m, în formaţiuni sedimentare de vârstă sarmaţiană şi pannoniană. S-a ajuns ca la nivelul teraselor superioare, îndeosebi în dreptul confluenţelor, lăţimea culoarului să aibă valori de 6 - 8 km.

Condiţiile structurale au determinat ca în profil transversal relieful culoarului să fie unul asimetric. Ca urmare, versantul drept are aspectul unui front de cuestă, cu valori ale declivităţii de peste 25º, în timp ce versantul stâng, menţinut pe suprafeţele structurale, care coboară dinspre Podişul Târnavelor, este mai puţin înclinat (15-20º). Alături de structură, o contribuţie semnificativă, la menţinerea versantului drept mai abrupt, a avut-o şi cursul Mureşului, care curge, pe aproape întreg traseul culoarului, la baza acestuia; subminarea versantului de către albia râului a determinat producerea alunecărilor masive de teren, aşa cum sunt cele de la Oarba de Mureş, Iernut, Lechinţa şi Dătăşeni.

Şi în acest caz, la partea inferioară a versanţilor sunt prezente terasele fluviale, dispuse preponderent pe partea stângă a culoarului, în timp ce pe partea dreaptă sunt prezente doar fragmente ale teraselor inferioare. Alături de acestea se află luncă, bine dezvoltată, cu sectoare ale cărei lăţimi depăşesc 3 – 3,5 km; lunca înregistrează şi lăţimi mai reduse, în jur de 1 km, aşa cum este în perimetrul domului de la Bogata (Pop, 2001).

2.2. DEALURILE ŞI DEPRESIUNILE SUBMONTANE

Acestea sunt dispuse concentric, aproape continuu, în jurul Podişului Transilvaniei şi se extind până la limita cu Munţii Carpaţi, Jugul Intracarpatic şi Dealurile de Vest. Comparativ cu Podişul Transilvaniei, Dealurile şi Depresiunile Submontane au în majoritatea cazurilor şi caracteristici comune cu grupele montane limitrofe; această afirmaţie este valabilă atât pentru Dealurile Submontane, care de multe ori au înălţimi şi caracteristici montane - Dealul Bichiş (1.080 m) Dealul Şiclod (1.028 m), Dealul Firtuş (1.060 m) - , cât şi pentru Depresiunile Submontane, care sunt influenţate de prezenţa muntelui din apropiere (Depresiunea Sălişte şi Depresiunea Praid-Sovata).

Dealurile şi Depresiunile Submontane mai sunt cunoscute şi sub denumirea de Unitatea Marginală sau Dealurile şi Depresiunile Peritransilvane, deoarece în componenţa lor intră preponderent unităţi deluroase, cu deosebire în partea estică şi vestică, şi depresionare, în partea sudică şi nordică.

În cadrul Dealurilor şi Depresiunilor Submontane se remarcă prezenţa următoarele unităţi morfostructurale: Depresiunea Târgu-Lăpuş, Dealurile Bistriţei, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, Depresiunea Făgăraş, Depresiunea Sibiului, Depresiunea Sălişte, Depresiunea Apold, Culoarul Turda – Alba Iulia, Podişul Măhăceni, Masivul Feleacului, Depresiunea Hăşdate–Vlaha, Podişul Păniceni, Depresiunea Huedin şi Depresiunea Almaş–Agrij.

Toate acestea sunt caracterizate de o morfologie specifică, ca efect al adaptării văilor la structură şi litologie. Şi în acest caz, pentru o abordare completă a teritoriului specific Dealurilor şi Depresiunilor Submontane, la subunităţile menţionate trebuie adăugate şi câteva sectoare de culoar de vale, care le delimitează pe acestea: Culoarul Someşului Mare (sectorul Sângeorz-Băi - Beclean), Culoarul Mureşului (sectorul Deda - Reghin), Culoarul Căpuşului (sectorul Căpuşul Mic - Gilău).

2.2.1. Depresiunea Lăpuş

Localizare. Ea este situată în extremitatea nordică a Depresiunii Transilvaniei. În nord şi nord-est se extinde până la Măgura Şatra şi Munţii Ţibleşului (aliniamentul localităţilor Stoiceni, Coşteni, Cupşeni, Ungureni, Groşii Ţibleşului şi Larga), în est până la Dealurile Ciceului (aliniamentul Larga, Agrieşel şi interfluviul de la nord de localitatea Breaza), în sud până la Culmea Breaza (aliniamentul dat de interfluviul de la nord de Breaza, apoi pe la sud de localităţile Boiereni, Rohia, Vălenii Lăpuşului), iar în vest până la linia dată de aşezările Vălenii Lăpuşului, Răzoare, Borcut, Borcut, Dumbrava şi Stoiceni, cea care o separă de Podişul Purcăreţ-Boiu Mare, Masivul Preluca şi Măgura Şatra.

Relief. Prin suprapunerea spaţiului depresionar peste bazinul hidrografic al Lăpuşului, relieful este în cea mai mare parte unul fluvial, ca rezultat al adaptării văilor la structurile existente, în sectorul de contact dintre Depresiunea Transilvaniei şi Munţii Ţibleşului.

În Depresiunea Lăpuşului se remarcă următoarele compartimente de influenţă structurală (Posea, 1962a): partea centrală şi estică a depresiunii, unde formaţiunile oligocenului sunt dispuse cutat; nordul depresiunii caracterizat de dispunerea monoclinală a aceloraşi depozite oligocene; partea sudică cu depozite dispuse monoclinal spre Culmea Breaza. Influenţa cutelor în relieful depresiunii nu este foarte evidentă, deoarece reţeaua de văi nu s-a orientat, în funcţie de un relief iniţial, ci după un relief erozivo-acumulativ suprapus (Posea, 1962a). Conform autorului citat, înseamnă că nu structura a influenţat direcţia eroziunii fluviale, ci reţeaua hidrografică, care prin adâncire a favorizat reliefarea pe alocuri a structurii.

Mult mai evident este însă relieful structural pe depozite monoclinale, prezent sub formă de fronturi de cuestă, aşa cum sunt cele de la izvoarele râurilor Dobric şi Libotin sau cel de pe stânga Lăpuşului în aval de Târgu Lăpuş, (Posea, 1962a), continuat spre sud cu suprafaţa structurală Vârtoapele. Pe această suprafaţă există şi relief petrografic, favorizat de formaţiuni calcaroase, care dau relief carstic reprezentat îndeosebi prin doline.

Aspectul depresionar al unităţii este dat îndeosebi de raportarea la relieful înconjurător, care o domină altitudinal cu 300 – 400 m, fiindcă nu este vorba de o depresiune, cu o parte inferioară uniformă din punct de vedere morfologic, aşa cum

sunt de exemplu cele din sudul Depresiunii Transilvaniei. S-a ajuns astfel ca spațiul depresionar să fie fragmentat de către râul Lăpuș și afluenții săi (Dobric, Libotin, Suciu, Rohia etc.), care l-a transformat într-o alternanță culmi interfluviale și de culoare de vale, ce îi dau mai degrabă un aspect colinar. Prin prezența la vest a Defileului Lăpușului, săpat în șisturile cristaline ale Masivului Preluca, depresiunea apare suspendată față de teritoriile din aval.

În categoria culmilor interfluviale se remarcă: Culmile Dobricului, Interfluviul Dobric-Libotin, Interfluviul Libotin – Lăpuș, Dealul Muncel dintre Lăpuș și Valea Suciului și interfluviul extins și fragmentat dintre văile Suciului și Rohiei, cunoscut sub numele de Platforma Muscelelor (Posea, 1962a, Geografia României, III, 1987).

Culoarele de vale sunt însă cele care dau caracterul depresionar a unității analizate, deoarece ele se unesc într-un adevărat șes aluvionar, localizat între Rogoz și Răzoare, cu două arii mai dezvoltate: prima situată între Rogoz și Dămăcușeni, specifică confluenței văilor Lăpușului, Suciului și Libotinului, iar a doua aval de Târgu Lăpuș, în arealul convergenței Lăpuș – Rohia – Dobric (Geografia României, III, 1987).

Alături de acest culoar depresionar principal, orientat de la est la vest și localizat în partea mediană a unității, se remarcă și cel al Lăpușului, dar situat în amonte de Rogoz, precum și cele ale afluenților acestuia: Valea Suciului (sectorul Groșii Țibleșului - Dămăcușeni), Valea Rohiei (între Boiereni și Rohia), Valea Libotinului și Valea Dobricului.

În cadrul culoarelor de vale, alături de versanții care le delimitează, se remarcă prezența teraselor fluviale și luncile bine dezvoltate. Referitor la terase, cele mai dezvoltate sunt a treia (30 – 35 m) și a patra (50 – 55 m), ele fiind dispuse monolateral, de unde și aspectul asimetric al culoarelor de vale la partea inferioară a acestora; de exemplu majoritatea teraselor Lăpușului se întâlnesc pe partea stângă, în timp ce ale râurilor Suciu, Libotin și Dobric se află exclusiv pe partea dreaptă (Posea, 1962a).

Pe versanți sunt prezente procese geomorfologice de tipul alunecărilor de teren și a scurgerii apei, ca efect al prezenței în substrat a rocilor friabile și a modului de utilizare a terenurilor.

Subunități. Cu toate că depresiunea este destul redusă ca suprafață, se pot identifica unități de rang inferior, așa cum a făcut Posea (1962a), pe care, conform specificului vremii, le denumește raioane; în contextul lucrării de față ele vor fi denumite unități, în categoria lor incluzându-se: unitățile de interfluviu și unitățile de vale (fig. 2. 9).

Unitățile de interfluviu s-au modelat în etapa inițială de conturare a depresiunii, când întreg relieful a fost erodat, atât la nivelul cutelor oligocene cât și la cel al Formațiunii de Hida, care au fost retezate sub același plan (Posea, 1962a). După autorul citat, în categoria lor se includ: Suprafața structurală Vârtoapele,

Suprafaţa Muscelelor, Dealul Muscelul, Culmile Dobricului, interfluviul Dobric – Libotin şi interfluviul Libotin – Lăpuş.

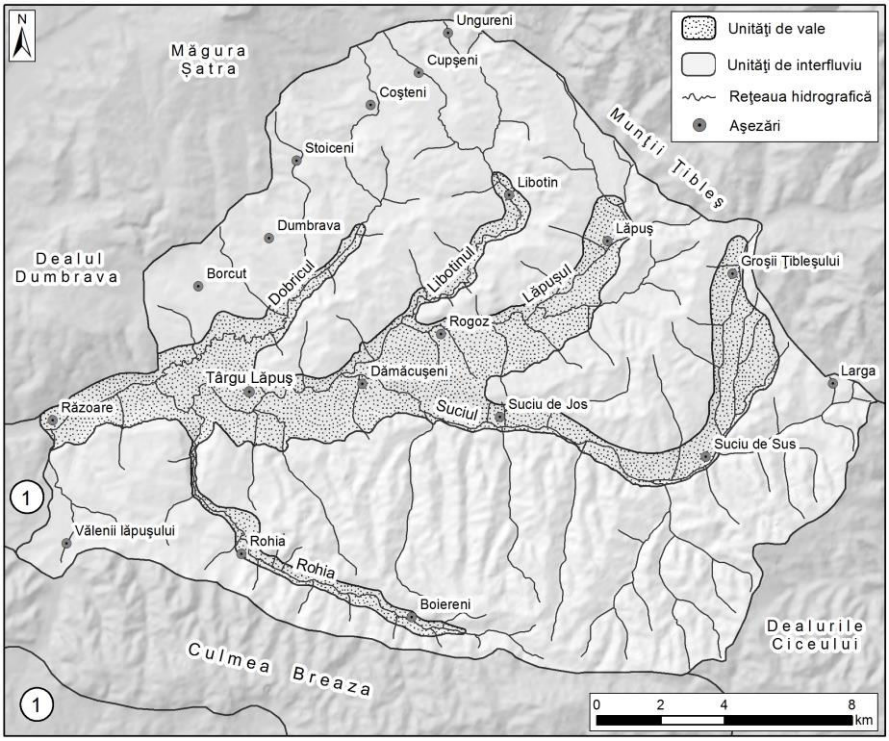


Fig. 2. 9. Subunităţile morfostructurale ale Depresiunii Lăpuş;
1 – Podişul Purcăreţ-Boiu Mare

Unităţile de vale s-au format în detrimentul suprafeţei iniţiale a depresiunii, datorită modelării fluviale realizată de către reţeaua hidrografică. S-a ajuns astfel ca unele văi să evolueze până la aspectul de culoare depresionare (Posea, 1962a), prevăzute cu terase bine păstrate şi lunci dezvoltate; în categoria acestei unităţi, conform sursei citate se includ: văile orientate est – vest (Valea Lăpuşului - până la satul Lăpuş, Valea Suciului – până la Suciu de Sus, Valea Rohia – în amonte de satul Rohia) şi văile ce se desprind din Valea Lăpuşului şi Suciului, dar dispuse perpendicular pe acestea (Valea Dobric, Valea Libotin, Valea Lăpuş – în amonte de satul Lăpuş şi Valea Groşilor).

2.2.2. Dealurile Bistriţei

Localizare. Această unitate morfostructurală, aflată în partea estică a Depresiunii Transilvaniei, se extinde în nord până la Culoarul Someşului Mare

(sectorul Sângeorz-Băi - Beclean), în vest până la Câmpia Transilvaniei, de care este delimitată prin intermediul Culoarului Șieu-Dipșa și Valea Luțului, cu afluentul său de dreapta Valea Lunca, în sud până la Culoarul Mureșului (sectorul Deda - Reghin), iar în est până la Munții Căliman și Munții Bârgăului (aliniamentul localităților Ilva Mică, Strâmba, Josenii Bârgăului, Cușma, Ardan, Sebiș, Vătava, Dumbrava și Deda).

Relief. Morfologia unității este una foarte variată, în condițiile în care se înregistrează o dispunere longitudinală, de la nord-vest spre sud-est, a dealurilor, culoarelor de vale, depresiunilor și piemontului (Geografia României, III, 1987). Acesta este unul dintre motivele care obligă la prezentarea reliefului, la nivel de unități morfostructurale de rang inferior.

Subunități. Relieful variat al Dealurilor Bistriței permite individualizarea a trei subunități (fig. 2. 10): Culmea Șieului, Depresiunile și Dealurile înalte cuprinse între Dealurile Ardanului și Culmea Șieului, respectiv Dealurile Ardanului (Gârbacea, 2015).

Culmea Șieului se află poziționată în partea sud-vestică a Dealurilor Bistriței, motiv pentru care se extinde în vest până la văile Dipșa, Lunca și Luțu, în sud până la Culoarul Mureșului (sectorul Reghin-Morăreni), iar în est și nord-est până la Valea Șieului (sectorul Chintelnic – Șieuț, de unde se continuă spre Culoarul Mureșului pe aliniamentul localităților Monor, Râpa de Jos și Morăreni).

Relieful proeminent al Culmii Șieului este datorat prezenței unei structuri anticlinale, de tip cută falie, în care este antrenat conglomeratul de Jabenița, unul de vârstă badeniană, puternic cimentat (Geografia României, III, 1987); anticlinalul este străpuns diapir de sâmburi de sare, care au ajuns până la suprafață, așa cum se întâmplă în stânga confluenței Văii Budacului cu Șieul sau în perimetrul localităților Pinticu și Batoș (Pop, 2001). Culmea Șieului este asimetrică în profil transversal, având un versant nord-estic slab înclinat, care coboară spre Valea Șieului, în timp ce versantul sud-vestic are valori ale pantei care se mențin peste 20 – 25°, dominând evident subunitățile Câmpiei Transilvaniei (Gârbacea, 2015).

Altitudinile maxime se caracterizează prin valori cuprinse între 600 și 740 m (647 m în Vârful la Râpă, 684 în Dealul Făget, 744 în Dealul Bura etc.). Anticlinalul din Culmea Șieului se extinde atât la nord de Șieu, spre Depresiunea Dumitra pe care o străjuiește la miazăzi, cât la sud de Culoarul Mureșului, în Dealurile Gurghiului.

Depresiunile și Dealurile înalte cuprinse între Dealurile Ardanului și Culmea Șieului, denumire propusă de Gârbacea (2015), reprezintă sectorul median al Dealurilor Bistriței. De la nord la sud, se succed următoarele unități morfostructurale de rang inferior:

- *Dealurile Făgetului*: se extind în nord și vest până la Culoarul Someșului Mare, în sud până la Depresiunea Dumitra (aproximativ aliniamentul localităților Nimigea de Jos, Mintiu, Cepari, Dumbrava, Strâmba), iar în est până la Munții Bârgăului (aliniamentul Strâmba – Ilva Mică); ele apar cu această denumire pe harta

de la pagina 559 din Geografia României, vol. III, din 1987, dar fără să fie abordate şi în text; se prezintă sub forma unei culmi interfluviale menţinută la altitudini de 500 – 700 m, fragmentată de afluenţii de dreapta ai Someşului Mare; acestea mai sunt cunoscute şi sub denumirea de Dealurile Prislopului (Gârbacea, 1957).

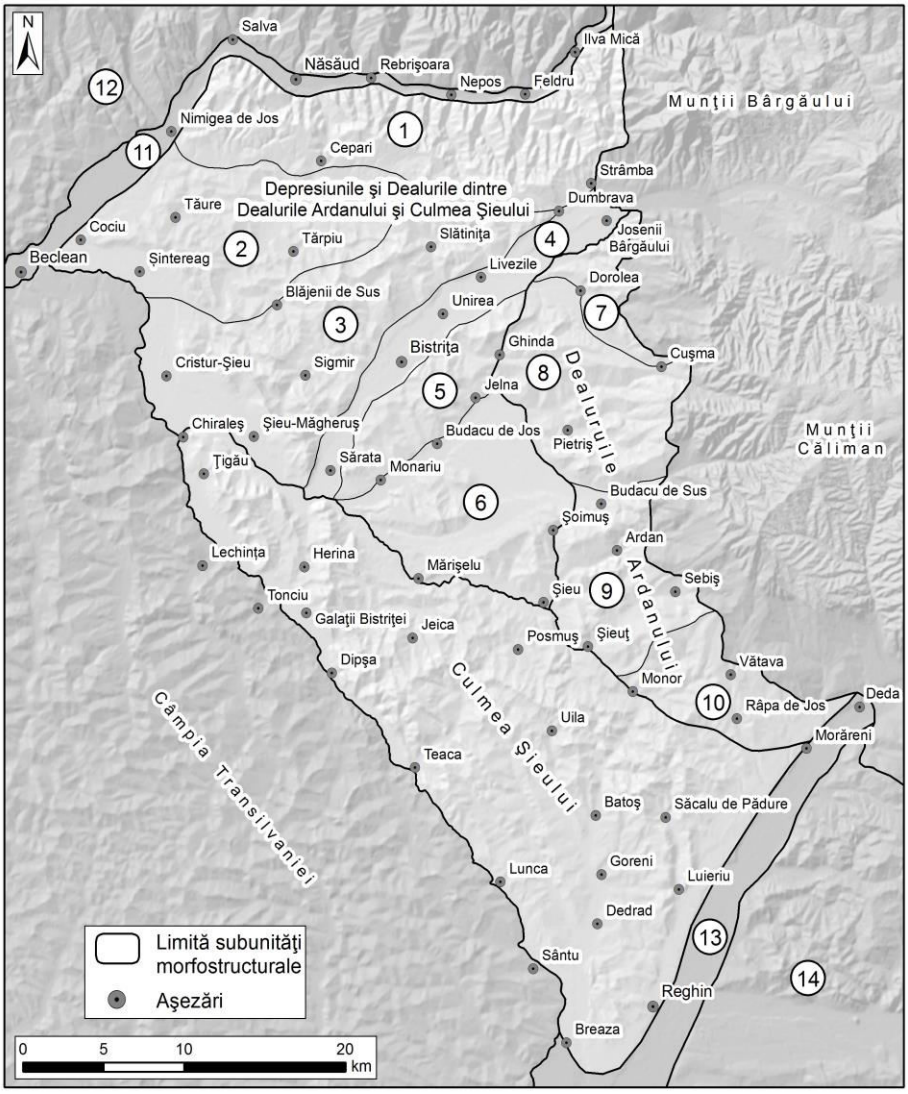


Fig. 2. 10. Subunităţile morfostructurale ale Dealurilor Bistriţei; 1 – Dealurile Făgetului; 2 – Depresiunea Dumitra; 3 – Dealurile Cetăţii; 4 - Depresiunea Bistriţa-Livezile-Bârgău; 5 – Dealurile Ghindei; 6 – Depresiunea Budacului; 7 – Dealurile Dorolei; 8 – Dealurile Pietrişului; 9 – Sectorul central al Dealurile Ardanului; 10 – Dealurile Vătavei; 11 – Culoarul Someşului Mare; 12 – Podişul Someşan; 13 – Culoarul Mureşului; 14 – Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt

- *Depresiunea Dumitra*: este delimitată la nord şi est de dealurile Făgetului, la vest de Culoarul Someşului Mare (sectorul Nimigea de Jos - confluenţa cu Şieul) şi Valea Şieului (de la confluenţa cu Someşul Mare până la confluenţa cu Dipşa), iar la sud de Dealurile Cetăţii (aliniamentul bazinetelor de obârşie ale pârâurilor Caila, Blăjeni, Valea Lungă, Pintic şi Moara); are aspect depresionar doar comparativ cu unităţile care o închid la nord, est şi sud, deoarece relieful său este unul de dealuri, asociind culmi monotone, cu altitudini de 300 - 400 m, fragmentate de văi largi, dar lipsite de terase (Geografia României, III, 1987);

- *Dealurile Cetăţii*: sunt limitate la nord de Depresiunea Dumitra, la vest de Culoarul Şieului (sectorul Şieu Odorhei - Sărăţel), la sud de Depresiunea Bârgău – Livezile, suprapusă Culoarului Bistriţei (sectorul Sărăţel – Josenii Bârgăului), iar la est de Dealurile Făgetului (aliniamentul Dumbrava – bazinetul de obârşie a Pârâului Moara, situat la nord de localitatea Dumitra); relieful lor, cu aspect de culme unitară, reflectă prelungirea la nord de Valea Şieului, a anticlinalului din Culmea Şieului, până la Sigmir, după care situaţia se schimbă, marile înălţimi (Dealul Cetăţii, 682 m), fiind date prezenţa reliefului structural, sub formă de sinclinale suspendate, alcătuite din conglomerate sarmaţiene, andezite (Dealul Slătiniţei, 671 m) şi aglomerate andezitice, bine cimentate (Gârbacea, 2015);

- *Depresiunea Bistriţa-Livezile-Bârgău*: se extinde în nord până la Dealurile Cetăţii, în vest până la Culoarul Şieului, la sud până la Dealurile Ghindei şi Piemontul Călimanului, iar la est până la Munţii Bârgăului; relieful său este unul tipic culoarelor de vale bine dezvoltate, cu terase fluviale larg etajate, îndeosebi pe versantul drept al Bistriţei, în timp ce versantul stâng este fragmentat de afluenţii Bistriţei care coboară din Dealurile Ghindei; dintre terasele fluviale cele mai dezvoltate sunt terasa de luncă (2 – 3 m), terasa a patra (10 – 11 m), terasa a treia (15 – 18 m) şi a patra (31 – 38 m) (Gârbacea, 2015);

- *Dealurile Ghindei*: sunt delimitate la nord de Depresiunea Bistriţa-Livezile-Bârgău (aliniamentul de la est de localităţile Livezile, Bistriţa şi Sărata), la vest de Culoarul Şieului (între Sărata şi Monariu), la sud de depresiunea Budacului, iar la est de Piemontul Călimanului (aproximativ pe aliniamentul ce trece pe la est de Ghinda şi Livezile); se constituie sub forma unei fâşii de dealuri relativ înalte, comparativ cu unităţile depresionare şi de culoar limitrofe, culminând cu Vârful Dealul Ghindei, care ajunge la 673 m altitudine; prezenţa depozitelor monoclinale, îndeosebi în partea nord-estică, determină prezenta versanţilor abrupţi, cu aspect de cuestă, alături de care există şi versanţi uşor înclinaţi menţinuţi pe suprafeţe structurale (Gârbacea, 2015);

- *Depresiunea Budacului*: la nord se extinde până la Dealurile Ghindei (aproximativ pe aliniamentul situat la nord de localităţile Monariu, Budacu de Jos, Jelna), la vest până la Culoarul Şieului (de care este separată prin intermediul Dealului Măgurii, cu altitudinea de 624 m), iar la sud şi est până la Piemontul

Călimanilor (pe aliniamentul localităților Mărișelu, Șoimuș, Budacu de Sus, Orheiu Bistriței, Jelna); are aspectul unui șes aluvionar, foarte puțin înclinat, cu altitudini care scad din partea sudică (470 m) spre cea nordică (370 – 380 m) (Geografia României, III, 1987); originea depresiunii este una mixtă – tectonică și de eroziune - , rolul hotărâtor revenind totuși eroziunii, care a avut loc în faza imediat premergătoare aluvionării șesului Budacului (Gârbacea, 2015).

Dealurile Ardanului cunoscute și sub denumirea de ***Piemontul Călimanului*** (Gârbacea, 1957, Geografia României, III, 1987) sunt limitate la nord de Depresiunea Bistrița-Livezile-Bârgău (aliniamentul Josenii Bârgăului – Rusu Bârgăului), la vest de Dealurile Ghindei, Depresiunea Budacu și Culmea Șieului (pe linia dată de localitățile: Josenii Bârgăului, Ghinda, Jelna, Orheiu Bistriței, Budacu de Sus, Șoimuș, Șieu, Șieuț, Monor, Râpa de Jos și Morăreni), la sud de Culoarul Mureșului (între Morăreni și Deda), iar la est de Munții Căliman (la est de următorul aliniament: Deda, Dumbrava, Vătava, Sebiș, Ardan, Cușma și Josenii Bârgăului).

Relieful piemontului este cel specific unui teritoriu de dealuri înalte, a căror altitudini medii au pe interfluvii 650 – 800 m (Geografia României, III, 1987), fragmentate de văi ce s-au adâncit cu 150 – 200 m în suprafața inițială. Se prezintă sub forma unei fâșii continui la poalele Munților Căliman, cu lățimi de 8 – 10 km în partea centrală. Prin orientarea culmilor interfluviale, de la est la vest, altitudinile scad în aceeași direcție, cu excepția unor martori de eroziune, prevăzuți la partea superioară cu depozite de aglomerate vulcanice (de exemplu, Piatra lui Iacob, 948 m), fapt care de altfel explică aceste valori altitudinale și extinderea de odinioară a platourilor alcătuite din roci vulcanice. Grosimea depozitelor tipice de piemont, alcătuite din bolovănișuri, pietrișuri și argile, nu depășește 12 m, fapt care determină ca această unitate să nu întrunească aspecte tipice ale piemonturilor de acumulare, constituind mai degrabă un glacis piemontan, format începând cu pliocenul, puternic fragmentat apoi de adâncirea râurilor în timpul Cuaternarului (Geografia României, III, 1987). Probabil aceasta este unul dintre motivele pentru care Gârbacea (2015) propune denumirea de Dealurile Ardanului, în locul celei de Piemontul Călimanilor.

Față de aspectul general al reliefului, se disting la nivel local o serie de caractere specifice, care impun împărțirea Dealurilor Ardanului sau Piemontului Călimanului, de la nord la sud, în patru subunități (Gârbacea, 2015):

- *Dealurile Dorolei*, cuprinse între văile Bistriței și Cușmei, se caracterizează printr-un relief mai evoluat, culmile interfluviale fiind destul de accidentate și prevăzute cu numeroase șei; resturi din suprafața inițială a glacisului montan se păstrează doar pe vârfuri, sub formă de martori de eroziune;

- *Dealurile Pietrișului*, care extind între văile Cușmei și Budacului, se caracterizează prin cea mai bună păstrare a suprafețelor nivelului general al glacisului montan;

- *Sectorul central al Dealurilor Ardanului*, dintre văile Budacului și interfluviul dintre Someșul Mare și Mureș (la est de Gledin), prezintă și el o bună păstrare a suprafețelor inițiale de glacis, cu toată că rețeaua hidrografică s-a adâncit destul de mult în detrimentul acesteia, conducând chiar la remanieri (captarea cursului superior al Ardanului la satul Lunca);

- *Dealurile Vătavei*, extinse de la interfluviul dintre Someșul Mare și Mureș până în Culoarul Mureșului, au ca notă distinctivă orientarea culmilor interfluviale, pe care se păstrează resturi ale suprafeței inițiale, de la nord-vest spre sud-est, datorită dirijării rețelei hidrografice spre nivelul de bază al Mureșului.

2.2.3. Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt

Menționez că am propus această denumire, tocmai pentru a o evita, pe cea atât de controversată, de Subcarpații Transilvaniei sau Transilvăneni, așa cum a fost recomandată și folosită, în lucrările lor, de numeroși autori, printre care se remarcă: Mihăilescu (1936), David (1945), Martiniuc (1946), Tufescu (1966a), Mac (1972), Posea et al., (1974), Geografia României, III, (1987), Ielenicz (1999), Badea (2006) etc. Cu toate că este utilizată denumirea de subcarpați, pentru dealurile din estul Depresiunii Transilvaniei, nu întotdeauna cei care o folosesc sunt de acord că acolo există structuri subcarpatice, la care se adaugă faptul că există și autori care le exclud din start: Martonne (1907), Ilie (1958), Ciupagea et al. (1970), Coteț (1973), Krezsek (2005), Szakacs și Krezsek (2006), Gârbacea (2015) etc. Revenind la relief, indiferent de numele unității morfostructurale, în teren el este același, fie că ne referim la geneză, evoluție sau dinamică.

Localizare. Față de unitățile de relief din proximitate, acest teritoriu nu este ușor de separat, sub aspect morfologic, deoarece este unul de tranziție între Podișul Transilvaniei și Carpații Orientali, având trăsături care îi determină asemănări evidente cu ambele. Cu toate acestea, unitatea morfostructurală se extinde în nord până la Culoarul Mureșului (sectorul Deda-Periș), în vest până la văile Teleacului, Hodoșa, Nirajului (sectorul Vărgata-Miercurea Nirajului), Tarasveld, Ghegheș, Cușmed, Loțu, Eliseni – cele care le separă de Dealurile Târnavei Mici - , Archita, Paloș și Homorodu Mare (care le delimitează de Podișul Hârtibaciului), iar la sud și est de Munții Perșani (aliniamentul localităților: Homorod, Mercheașa, Jimbor Satu Nou, Ocland, Crăciunel și Merești), Harghita (pe la est de așezările: Lueta, Călugăreni, Văleni, Feliceni, Odorheiu Secuiesc și Zetea) și Gurghiu (aproximativ linia dată de localitățile: Zetea, Dealu, Păuleni, Corund, Praid, Sovata, Ibănești, Glăjărie, Rușii Munți și Deda).

Relief. Trăsăturile de ansamblu ale reliefului sunt date de existența unei alternanțe de culoare de vale, depresiuni și unități deluroase. Toate acestea au rezultat în urma acțiunii îndelungate a rețelei hidrografice asupra unor depozite

geologice vechi şi cutate, peste care s-au depus ulterior aglomerate vulcanice, rezultate în urma erupţiilor din Carpaţii Orientali. Resturi din cuvertura formată de ele se păstrează la partea superioară a celor mai înalte culmi, aşa cum este în cazul Bichişului (1.080 m), Şiclodului (1.028 m), Firtuşului (1.060 m) etc. În aceste condiţii s-a ajuns ca râurile să se adâncească, iniţial în platourile vulcanice, fără să ţină cont de tipul structural al formaţiunilor neogene, pentru ca apoi, o dată cu interceptarea lor, adâncirea să continue pe aceleaşi direcţii (Mac, 1972).

Toate acestea au avut drept consecinţă tăierea transversală sau longitudinală a cutelor, deci fără o adaptare directă la stilul structural (de tipul vale pe sinclinal şi culme pe anticlinal), dominând însă adâncirea epigenetică şi tendinţa de transformare a structurilor pozitive în forme negative şi invers, de tipul inversiunilor de relief (Mac, 1972). De asemenea, depozitele sarmaţiene şi pliocene, dispuse monoclinal, cu lăsări spre Munţii Harghita şi Gurghiu, au generat un relief aparte, caracterizat prin mari fronturi structurale orientate spre vest şi prin şiruri de culmi orientate nord-sud (de exemplu Cetatea Bădeni – Vârful Tare, Vârful Lict – Dealul Homat etc.) (Mac, 1972).

Principala caracteristică, rezultată în urma unei astfel de adaptări a văilor, este dată de prezenţa culmilor deluroase sub forma unor noduri interfluviale principale, care se menţin la altitudini de 800 - 1.000 m; în categoria lor se remarcă: Bichiş (1.080 m), Şiclod (1.028 m), Dealul Firtuş (1.060), Măgura Rez (932 m), Dealul Pietriş (838 m) Cetatea Bădeni (854 m) etc. Din culmile principale se desprind apoi generaţii interfluviale mai joase (600 – 650 m), dispuse radiar (Mac, 1972). La partea inferioară a ultimei generaţii de interfluvii, pe fondul unei litologii neuniforme, râurile şi-au creat culoare de vale, care au evoluat şi s-au dezvoltat, primind ulterior aspect depresionar; printre acestea se evidenţiază: Depresiunea Gurghiului, Depresiunea Praid - Sovata, Depresiunea Odorheiu Secuiesc şi Depresiunea Homoroadelor.

Dintre procesele geomorfologice, care modelează relieful existent, se remarcă cele din albii şi de la nivelul versanţilor. În cadrul albiilor predomină procesele de eroziune laterală şi în adâncime, iar pe suprafaţa versanţilor, favorizate de o litologie alcătuită din roci friabile (marne, argile, nisipuri, conglomerate tufuri etc.), se remarcă procese din categoria scurgerii apei, precum şi deplasările în masă, de tipul alunecărilor de teren. La acestea se adaugă şi cele care dau o specificitate aparte acestei unităţi, şi anume vulcanii noroioşi (Morăreni, Cobăteşti, pe valea Feernic, Târnovița, Forţeni) şi formele carsto-saline (lapiezuri, doline, grote etc.), legate de prezenţa sării la zi sau aproape de suprafaţă (Jabenița, Praid, Sovata, Homorod) (Geografia României, III, 1987).

Subunităţi. Dispunerea latitudinală pe aproape 100 de km, între Culoarul Mureşului şi al Oltului, determină deosebiri morfologice evidente, între diferitele sectoare ale Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt. Din acest motiv, de la

nord la sud, se individualizează patru unități morfostructurale de rang inferior (fig. 2. 11) (Mac, 1972; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001): Dealurile Gurghiului, Dealurile Praidului, Dealurile Odorheiului și Dealurile Homoroadelor.

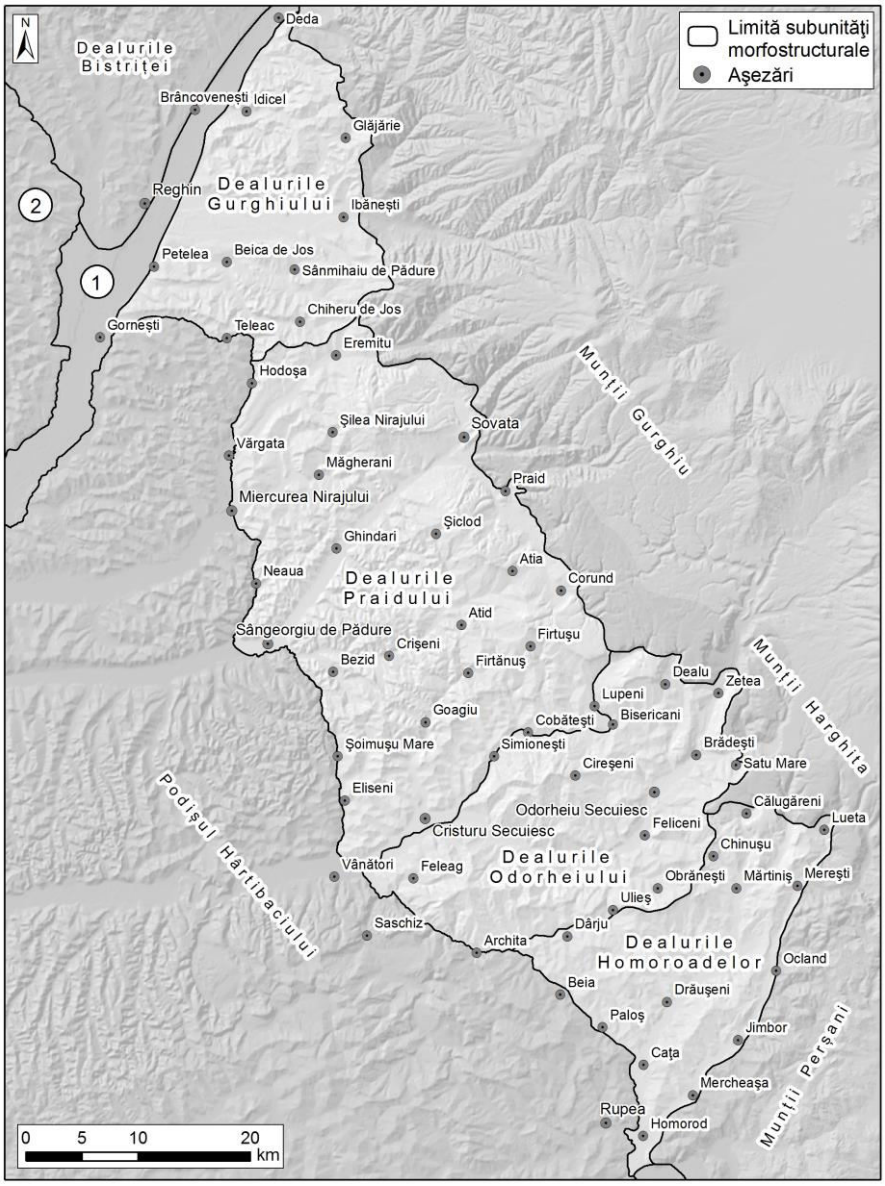


Fig. 2. 11. Subunitățile morfostructurale ale Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt; 1 – Culoarul Mureșului; 2 – Câmpia Transilvaniei

Dealurile Gurghiului sunt limitate la nord și nord-vest de Culoarul Mureșului (sectorul Deda - Periș), la vest și sud-vest de Dealurile Târnavei Mici

(Valea Teleacului între Teleac şi Periş), la sud de interfluviul dintre văile Beica şi Niraj (aproximativ aliniamentul localităților Sâmbriaş – Chiheru de Sus), cel care le delimitează de Dealurile Praidului, iar la est de Munții Gurghiu (linia dată de localitățile: Urişiu de Sus, Ibăneşti, Glăjărie, Rușii Munți şi Deda).

Relieful acestora este rezultatul modelării formațiunilor dispuse monoclinal, aferente fostelor platouri de aglomerate vulcanice, dar şi cutate, aşa cum este în cazul Culmii Sânioara (754 m), ce reprezintă continuarea Culmii Şieului la sud de Culoarul Mureşului. La contactul cu Munții Gurghiului relieful are aspectul unui glacis submontan, fragmentat de către rețeaua hidrografică, motiv pentru care Dealurile Idicelului (compartimentul estic al Dealurilor Gurghiului) se caracterizează prin culmi netede, care înclină uşor dinspre abruptul apusean al muntelui (Gârbacea, 2015).

Dealurile Praidului se extind în nord până la Dealurile Gurghiului, în vest până la Dealurile Târnavei Mici (limita fiind dată de văile Hodoşa, Niraj, Tarasveld, Ghegheş, Cuşmed, Loțu şi Eliseni), în sud până la Culoarul Târnavei Mari (sectorul Vânători – Cristurul Secuiesc) şi Valea Feernic (sectorul de la Cristuru Secuiesc şi până la est de Lupeni), iar în est până la Munții Gurghiului (aliniamentul dat de estul localităților Păuleni, Corund, Praid, Sovata şi Eremitu).

Caracteristicile reliefului au fost influențate de extinderea semnificativă, spre vest, a depozitelor alcătuite din aglomerate vulcanice, depuse peste formațiunile neogene, fapt care a stimulat, mai ales în partea estică, geneza unui morfologii de natură structurală cu inversiuni de relief (Geografia României, III, 1987). În acelaşi timp, suprapunerea unității peste depozite geologice friabile, a determinat, spre extremitatea vestică, geneza unui relief colinar, cu procese geomorfologice specifice.

Din acest motiv, se pot deosebi două părți distincte morfologic: una estică şi alta vestică. Prima are în componența Depresiunea Praid-Sovata şi Culmea Bichiş – Şiclod – Firtuş, cu altitudini de peste 1.000 m, care o închide la vest, iar cea de-a doua o serie de culmi deluroase, formate pe structuri de tip brahianticlinal, alcătuite din faciesuri petrografice moi (Geografia României, III, 1987), menținute la altitudini de 500 – 600 m.

Dealurile Odorheiului au limita nordică dată de Culoarul Târnavei Mari şi Valea Feernic, cea vestică de Valea Archita (de care le delimitează de Podişul Hârtibaciului), cea sudică, mai arbitrară, este dată de aliniamentul localităților Archita, Dârju, Ulieş (din Valea Pârâul Mare), după care se continuă pe interfluviul dintre afluenții Târnavei Mari şi ai Homoroadelor, până la contactul cu muntele (la Chinuşu), iar cea estică de Munții Harghita (pe linia dată de localitățile: Văleni, Feliceni, Odorheiu Secuiesc, Zetea) şi Munții Gurghiu (între Zetea şi Păuleni).

În partea centrală a unității, suprapusă Culoarului Târnavei Mari, se află Depresiunea Odorhei; ea este închisă la nord-vest de Dealul Rez (932 m), la sud-vest de Dealul Pietriş (838 m), la sud de Dealul Pietrei (753 m), iar la sud-est de platourile

de aglomerate vulcanice, al căror altitudini depăşesc 800 m (de exemplu, Vârful Dâmbul Mare 836 m, Dealul Lacului 852 m etc), care se prelungesc din Munţii Harghita. În cadrul depresiunii se remarcă terasele şi lunca Târnavei Mari. La vest de linia înălţimilor date de Dealurile Rez şi Pietriş, tot în cadrul Culoarului Târnavei Mari, se află Depresiunea Cristurul Secuiesc, a cărei geneză a rezultat în urma modelării fluviale, a depozitelor friabile sarmaţiene, existente la confluenţa Târnavei Mari cu văile Goagiu şi Feernic (Pop, 2001); sub raport structural reprezintă o tipică inversiune de relief (Mac, 1972).

Dealurile Homoroadelor se extind în nord până la Dealurile Odorheiului, în vest până la Podişul Hârtibaciului (de care sunt delimitate prin intermediul văilor Paloş şi Homorodu Mare), iar în sud şi est până la Munţii Perşani (aliniamentul localităţilor: Homorod, Mercheaşa, Jimbor Satu Nou, Ocland, Crăciunel şi Mereşti) şi Harghita (limita trece pe la est de aşezările: Lueta, Călugăreni şi Văleni).

Relieful lor este unul structural, dominat de prezenţa inversiunilor de relief; s-a ajuns, în urma unei modelări fluviale îndelungate, ca depresiunile să fie dezvoltate în lungul anticlinalelor, iar culmile deluroase să reprezinte sinclinale suspendate sau flancuri de anticlinale (Mac, 1972), aşa cum se întâmplă în Dealul Nădăşcut (738 m). Dezvoltarea spaţială a culmilor şi a depresiunilor este una longitudinală, de la vest spre est deosebindu-se: Culmea Bădeni (854 m) - Nădăşcut (738 m), Culoarul Homorodului Mare, Culmea interfluvială dintre Homoroade (Dealul Cetăţii 836 m, Dealul Mare 801 m, Vârful Ocland 649 m, Dealul Faţa Jimbor 703 m etc.) şi Culoarul Homorodului Mic.

2.2.4. Depresiunea Făgăraş

Localizare. Ocupă extremitatea sudică şi sud-estică a Depresiunii Transilvaniei, la limita dintre Podişul Hârtibaciului (aliniamentul dat de localităţile: Ungra, Crihalma, Hălmeag, Şona, Cincşor, Rucăr, Feldioara, Noul Român, Colun, Glâmboaca, Săcădate, Bradu şi Turnu Roşu), situat la nord şi nord-vest, Depresiunea Sibiului, localizată la vest (pe aliniamentul Tălmaciu-Tălmăcel), Munţii Lotrului şi Făgăraş, situaţi la sud (limita trece pe la sud de aşezările: Tălmăcel, Boiţa, Turnu Roşu, Sebeşul de Jos, Sebeşul de Sus, Mârşa, Avrig, Porumbacu de Sus, Cârţişoara, Victoria, Viştea de Sus, Lisa, Breaza, Dejani, Sebeş, Mărgineni, Bucium, Şercăiţa, Şinca Veche) şi Munţii Perşani situaţi în partea estică (limita trece pe la est de localităţile: Şinca Veche, Perşani, Grid, Veneţia de Sus, Comăna de Sus, Cuciulata şi Hoghiz).

Relief. Sub aspect genetic, Depresiunea Făgăraşului este una de eroziune şi de acumulare, la care se adaugă şi unele condiţionări tectonice şi structurale locale, ce au influenţat, doar la nivel de amănunt, ponderea celor două tendinţe morfogenetice (Popescu, 1990). Iniţial Oltul, dar mai ales afluenţii săi care vin din

Munţii Făgăraş şi Perşani, au realizat o intensă acţiune de eroziune, ce a favorizat evacuarea, la niveluri din ce în ce mai coborâte, a unei părţi însemnate a formaţiunilor mio-pliocene, de la limita dintre podiş şi munte (Geografia României, III, 1987); a predominat eroziunea laterală, pe fondul pendulării acestor râuri pe terenul dintre munte şi Olt, pentru ca apoi, îngemănările laterale ale paturilor fluviale, colmatate treptat cu aluviuni, să îi confere un caracter de acumulare şi aspect de câmpie piemontană. Acest fapt este ilustrat şi prin intermediul depozitelor piemontane, care alcătuiesc cuvertura aluvio-proluvială, ele fiind reprezentate de bolovănişuri şi pietrişuri, prinse într-o masă de nisipuri şi nisipuri argiloase, a căror grosimi descresc dinspre munte spre Olt (Geografia României, III, 1987). Formarea câmpiei piemontane se leagă de oscilaţiile climatice, specifice fazelor glaciare şi interglaciare din Pleistocenul mediu şi superior. În acest interval, procesele de eroziune laterală şi acumulare au corespuns dezvoltării maxime a produselor de gelifracţie (din perioadele de răcire a climei din Munţii Făgăraş şi Perşani), iar cele de adâncire şi detaşare ca trepte a glacisurilor piemontane, perioadelor de încălzire interglaciare (Popescu, 1982).

Prin modelarea depresiunii, de către Olt şi afluenţii săi, în depozite mio-pliocene dispuse monoclinal, de la sud spre nord, ea are caracter subsecvent. La geneza frontului de cuestă din partea nordică, alături de structură au contribuit şi afluenţii de stânga ai Oltului, care venind cu debite însemnate cantitativ şi regim hidrologic fluctuant, au accelerat deplasarea Oltului spre nord pe suprafeţele straturilor (Popescu, 1990). În aceste condiţii s-a ajuns la formarea unui front de cuestă pe latura nordică a depresiunii, cunoscut sub denumirea de Frontul de cuestă Nord-Făgărăşan, care se întinde pe o lungime de aproximativ 85 de km.

În cadrul Depresiunii Făgăraşului, prezenţa mai multor tipuri genetice de relief (fluvial, structural, de acumulare aluvio-proluvială etc.), la care se adaugă dinamica diferenţiată a proceselor geomorfologice actuale, permite individualizarea a două unităţi morfostructurale, dispuse sub formă de fâşii, paralele Oltului: relieful colinar (format pe formaţiuni mio-pliocene dispuse monoclinal) şi relieful de câmpie piemontană, alcătuită din terase şi lunci (Popescu, 1990).

Relieful colinar se întâlneşte pe laturile nordice şi sudice ale depresiunii, la contactul cu podişul şi muntele; izolat apare şi în interiorul depresiunii sub forma unor măguri insulare (Popescu, 1990). Conform autorului citat, acest tip de relief reprezintă partea cea mai accidentată a spaţiului depresionar, având înălţimi cuprinse între 500 şi 800 m, dominând câmpia de acumulare piemontană. În cadrul acestuia se remarcă (Popescu, 1990):

- dealurile submontane perşano-făgărăşene (au aspectul unui brâu lat de 1 – 5 km, situat la marginea munţilor Făgăraşului şi a Perşanilor, motiv pentru care domină câmpia aluvio-proluvială situată la nord; ele sunt fragmentate de către văile care

coboară din munte, primind aspect de contraforturi, aproape lipite de munte, de unde şi denumirea de „Faţa Muntelui”, pentru multe dintre ele),

- Frontul de cuestă Nord-Făgărăşan (reprezintă versantul drept al Văii Oltului, cel care face trecerea spre Podişul Hârtibaciului; el este fragmentat atât de râurile care vin din podiş, cât şi de numeroase organisme torenţiale, ce se formează pe suprafaţa sa, având în vedere valorile pantei de peste 20 – 25^{o} şi prezenţa rocilor marno-argiloase);

- dealurile izolate încorporate depresiunii (au caracterul unor martori de eroziune, rămaşi în urma genezei depresiunii, când procesele de eroziune asociate, prezenţei Oltului pe acest traseu, au determinat distrugerea incompletă a Podişului Hârtibaciului, care se extindea până la Carpaţii Meridionali; în categoria acestor dealuri izolate se remarcă: Dealul Măgureicu 565 m, Dealul Secuiesc cu 496 m, Dealul Dumbraviţei sau Magura Voinii cu 540 m).

Relieful de câmpie piemontană are aspectul unei vaste câmpii, care înclină dinspre sud spre nord, coborând altitudinal de la 600 – 700 m, cât are la limita cu muntele, spre 425 – 450 în vecinătatea albiei Oltului (Popescu, 1990). Ea este alcătuită dintr-o succesiune laterală de conuri şi glacisuri piemontane, cărora li se adaugă luncile şi terasele râurilor care vin Munţii Făgăraş. Sub aspectul dispoziţiei conurile sunt îmbucate unele în altele, desfăcându-se spre Valea Oltului, sub forma unor largi poduri sau evantaie (Popescu, 1990). Acumulările sub formă de con, realizate ritmic şi succesiv sunt rezultatul viiturilor, încărcate cu cantităţi semnificative de materiale, care aveau loc pe râurile făgărăşene, cu obârşia în circurile glaciare ale Munţilor Făgăraş (Popescu, 1990). După sursa citată, înlocuirea temporară a acumulărilor, sub formă de conuri, cu eroziunea laterală şi în adâncime, datorită fluctuaţiei condiţiilor climei cuaternare, a determinat etajarea, sub formă de glacisuri îmbucate sau terase, a principalelor trepte morfogenetice din cuprinsul câmpiei. S-a ajuns ca ele să constituie relieful de ansamblu a unităţii piemontane, care este reprezentat prin: glacisul piemontan superior, glacisurile terase, terasele şi conurile fluvio-periglaciare corespondente şi luncile Oltului şi ale afluenţilor acestuia (Popescu, 1990). Dintre acestea, extensiunea cea mai mare o au glacisul piemontan superior şi glacisul terasă superior, ele compunând cadrul general al câmpiei piemontane; formarea şi păstrarea lor (primul sub formă de poduri piemontane interfluviale, al doilea ca treaptă suspendată în lungul râurilor care vin din munte), corespunde cu etapa în care cursul Oltul a efectuat cea mai semnificativă deplasare spre nord.

Subunităţi. Ponderea diferită a celor două tipuri principale de relief (dealuri şi câmpie piemontană), de la un sector la altul al depresiunii, precum şi modul de îmbinare teritorială a morfologiei de detaliu, permit unele diferenţieri regionale, în cadrul unitar al Depresiunii Făgăraş; se remarcă în acest sens următoarele subunităţi morfostructurale (Popescu, 1990) (fig. 2. 12):

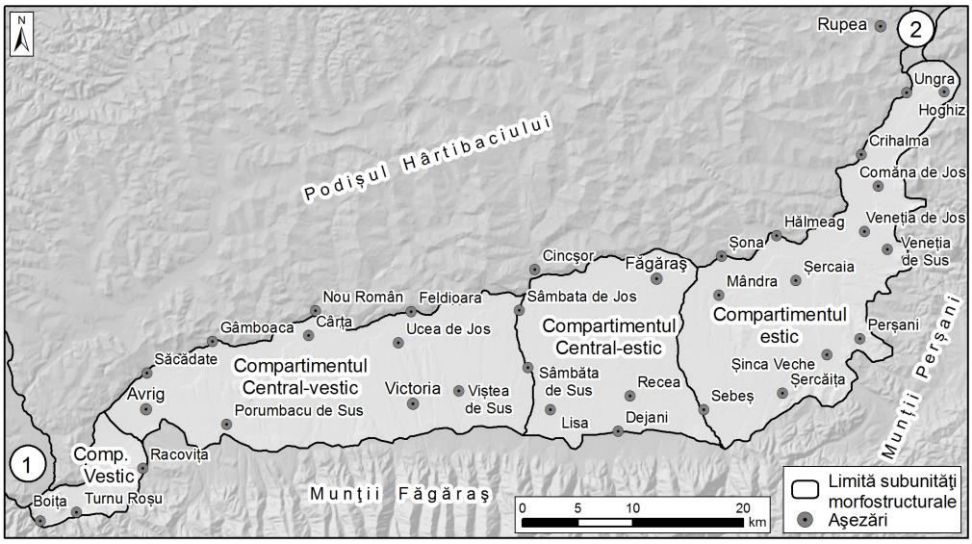


Fig. 2. 12. Subunităţile morfostructurale ale Depresiunii Făgăraş; 1 – Depresiunea Sibiului; 2 – Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt

- ***compartimentul estic***, situat la est de Valea Sebeş, se caracterizează prin dezvoltarea considerabilă a glacisului piemontan superior, a glacisului-terasă continuat spre sud, îndeosebi la vest de Şercaia, cu un vast con fluvio-periglaciar; nota de specificitate a acestui compartiment este dată extinderea considerabilă a dealurilor submontane (dealurile Şercăiţei şi Perşanilor), stabilitatea geomorfologică a Frontului de cuestă Nord-Făgărăşan, la care se adaugă prezenţa martorului de eroziune din Dealurile Dumbrăviţei, reprezentat de Măgura Voinii (546 m);

- ***compartimentul central-estic***, cuprins între văile Sebeş şi Sâmbăta, se remarcă printr-o mare uniformitate a câmpiei piemontane, în cuprinsul căreia, văile, destul de puţin adâncite, au aspectul unor lunci largi, mlăştinoase, rămase suspendate faţă de nivelul glacisului-terasă; acestui compartiment îi sunt incluse o parte din dealurile central –făgărăşene şi Frontul de cuestă Nord-Făgărăşan, situat între Cincşor şi Şona, modelat prin alunecări de teren;

- ***compartimentul central-vestic***, localizat între văile Sâmbăta şi Mârşa, se individualizează net faţă de restul depresiunii, prin asocierea clară, în cadrul câmpiei piemontane, a tuturor treptelor morfogenetice, aluvio-proluviale şi aluviale; glacisurile terasă sunt dispuse sub forma unor evantaie etajate şi îmbucate, în lungul râurilor care vin din Munţii Făgăraş (Sâmbăta, Viştea, Ucea, Cârţişoara, Porumbacu şi Avrig). Fragmentarea câmpiei piemontane este mult mai accentuată decât în celelalte compartimente, datorită văilor torenţiale autohtone, adânci, aşa cum se întâmplă la sud de Scoreiu; subunitatea include o parte din dealurile central-făgărăşene situate la limita cu muntele şi Dealurile Măguricei, precum şi Frontul de

cuestă Nord-Făgărășan, dintre Bradu și Cincșor, afectate de procese geomorfologice din categoria scurgerii apei pe versant și al alunecărilor de teren;

- ***compartimentul vestic***, poziționat la vest de Valea Mârșa, se îngustează treptat către Turnu Roșu, fiind caracterizat de predominarea unui relief de dealuri, fragmentat de către râurile care vin din munte; morfologia specifică câmpiei piemontane dispare aproape complet, ea fiind înlocuită de terasele și lunca Oltului și a celor două Sebeșe; la rândul său, Frontul de cuestă Nord-Făgărășan primește atât aspect de versant prelung, afectat de alunecări de teren, îndeosebi între Podu Olt și Bradu, cât și aspect de abrupt structural-petrografic, între Podul Olt și Tălmaciu; acestui compartiment îi aparține și Dealul Măgurii (564 m).

2.2.5. Depresiunea Sibiului

Localizare. Ea continuă spre vest seria unităților depresionare din sudul Depresiunii Transilvaniei, motiv pentru care nord se extinde până la Podișul Hârtibaciului (linia dată de localitățile Șura Mare și Ocna Sibiului) și Podișul Secașelor (aliniamentul dat de așezările: Ocna Sibiului, Cristian și Orlat), în vest până la Depresiunea Sălișteː de care este separată de Dealul Beleunța (628 m), în sud până la Munții Cindrel (aliniamentul dat de localitățile: Orlat, Gura Râului, Poplaca, Rășinari, Cisnădioara, Sadu, Tălmăcel și Boița), iar în partea estică până la Depresiunea Făgăraș (între Boița și Tălmaciu) și Podișul Hârtibaciului (limita trece la est de așezările: Veștem, Mohu, Șelimbăr și Sura Mare).

Relief. Depresiunea Sibiului reprezintă o unitate de contact bine definită, prin morfologie, geneză și evoluție (Geografia României, III, 1987), în cadrul spațiului depresionar sudic din care face parte. Relieful ei este rezultatul modelării formațiunilor mio-pliocene, dispuse într-un monoclin orientat nord-est – sud-vest (Sandu, 1998), de către Cibin și afluenții săi. Din cauza unei evoluții îndelungate, morfologia depresiunii se caracterizează prin asocierea dintre dealurile piemontane și câmpia aluvio-proluvială (Sandu, 1998).

Dealurile piemontane, dintre care reprezentative sunt Dealul Tufari (552 m), Dealul Cisnădie (557 m), Dealul Cucului (598 m) etc., fiind dezvoltate pe formațiuni mio-pliocene friabile (alternanță de marne, argile nisipoase, nisipuri și pietrișuri), au ajuns să fie fragmentate sub forma unor culmi prelungi, motiv pentru care domină cu 80 – 110 m văile râurilor (Geografia României, III, 1987); ele ocupă partea central sudică a depresiunii, fiind încadrate între Valea Sevișului, la vest, și Pârâul Tocilelor, în est.

Câmpia aluvio-proluvială, fragmentată și etajată pe 100 – 150 m altitudine relativă, se prezintă sub forma unei succesiuni de conuri piemontane, la care se adaugă terasele și luncile dispuse în lungul Cibinului (Sandu, 1998). Dintre conurile piemontane se remarcă cel al Cibinului, Sadului și Sibielului. Referitor la

terase, ele sunt dispuse îndeosebi pe partea dreaptă a Cibinului. Alături de lunca Cibinului, această formă de relief se întâlneşte şi pe următorii afluenţi ai acestuia: Sadu, Cisnădie şi Seviş.

Caracterul depresionar al acestei unităţi este accentuat nu doar de abruptul Munţilor Cindrel, poziţionat în sud, ci şi de prezenţa unor abrupturi de eroziune, cu înălţimi de 150 – 200 m spre est (Podişul Hârtibaciului) şi vest (Podişul Secaşelor); doar la nord, depresiunea comunică larg spre Culoarul Vişei.

Subunităţi. În depresiune, a cărei lăţime depăşeşte pe alocuri 15 km (fig. 2. 13), diversitatea formelor de relief permite deosebirea a trei sectoare (Sandu, 1998):

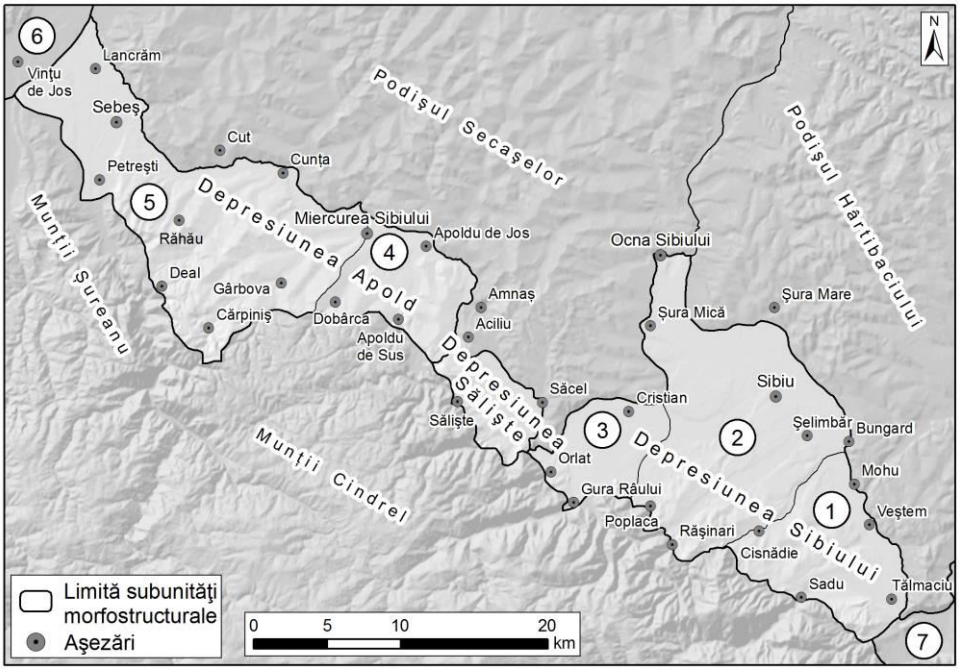


Fig. 2. 13. Subunităţile morfostructurale ale depresiunilor Sibiului, Săliştei şi Apoldului; 1 – Sectorul Tălmaciu-Cisnădie; 2 - Sectorul Sibiu-Poplaca; 3 - Sectorul Orlat-Gura Râului; 4 - sectorul Apoldu de Sus – Miercurea Sibiului; 5 - sectorul Gârbova – Răhău; 6 – Culoarul Mureşului; 7 – Depresiunea Făgăraş

- ***sectorul Tălmaciu – Cisnădie*** prezintă un relief variat, pe fondul prezenţei tuturor treptelor de relief specifice depresiunii, predominând totuşi dealurile piemontane şi submontane; ele sunt fragmentate de văile care vin din munte, primind aspectul unor gruiuri prelungi, menţinute la altitudini de aproximativ 600 m; în continuarea dealurilor se află terasele şi lunca Cibinului, dezvoltate îndeosebi pe partea dreaptă, datorită împingerii râului spre Podişul Hârtibaciului; în sud începe de la aliniamentul Tălmaciu – Tălmăcel, iar spre nord se extinde până la Valea Cisnădie.

- ***sectorul Sibiu – Poplaca*** se caracterizează prin extensiunea considerabilă a luncilor, teraselor şi a podului piemontan al Cibinului; în sud este delimitat de Valea Cisnădie, iar în nord de Valea Cânepii;

- ***sectorul Orlat – Gura Râului*** se caracterizează printr-o mare uniformitate a reliefului, din cauza prezenţei nivelului inferior de terasă şi a luncii Cibinului; pentru acest sector se remarcă lipsa dealurilor submontane şi a piemonturilor; este cuprins între Valea Cânepii şi versantul stâng al Cibinului.

2.2.6. Depresiunea Sălişte

Localizare. Ea este situată în vestul Depresiunii Sibiului (fig. 2. 13), de care o delimitează de Dealul Beleunţa (628 m). La nord se extinde până la Podişul Secaşelor (limita trecând pe la nord de Săcel şi sud de Aciliu), în vest până la Depresiunea Apoldului (aliniamentul dat de localităţile Aciliu şi Sălişte), iar în sud până la Munţii Cindrelului (limita trecând pe la sud de aşezările: Sălişte, Vale, Sibiel şi Fântânele).

Relief. Prin formarea la poalele muntelui, depresiunea se înscrie în unităţile de contact structural şi morfologic, în condiţiile în care formaţiunile badeniene şi pannoniene se întâlnesc direct cu cele cristaline ale Munţilor Cindrel; din această cauză contactul dintre munte şi depresiune este marcat de un abrupt de circa 350 – 450 m. Şi în cazul acestei depresiuni, relieful este unul fluvial, rezultat în urma adâncirii râului Sălişte şi a afluenţilor săi, în depozite mio-pliocene, dispuse sub formă de monoclin orientat nord-est - sud-vest (Sandu, 1998). Suprafaţa depresiunii se prezintă sub forma unui câmp neted, ce urcă altitudinal de la est (490 – 500 m) spre nord-vest (530 – 560 m), de unde caracterul său suspendat, faţă de depresiunile de la est (Depresiunea Sibiului) şi vest (Depresiunea Apoldului). În alcătuirea câmpului neted, din partea centrală a depresiunii, participă şi terasele fluviale ale Săliştei. Ele se prezintă sub forma unor trepte ce se detaşează dinspre versanţi (Sandu, 1998), pentru a se unii într-un singur câmp. Alături de terase, în vecinătatea albiei Sălişte este prezentă lunca; ea este dispusă sub forma a două trepte: una joasă de 1,5 – 2 m şi alta mai înaltă de 4 – 5 m; în profilul transversal al luncii nu se remarcă prezenţa abrupturilor, spre celelalte forme de relief, fapt care determină ca ea să se continue lateral prin glacisuri prelungi, care urcă adesea până la nivelul superior de terasă sau piemont, aspect ce reprezintă una din notele de specificitate a depresiunii (Sandu, 1998).

La sporirea uniformităţii morfologice a depresiunii, un aport deosebit a adus prezenţa Piemontului Sibielului, denumit şi Piemontul Bercu Roşu, care este destul de bine păstrat între văile Sibielului şi Vale (Sandu, 1998). Conform sursei citate, la contactul cu Munţii Cindrelului are 590 m altitudine, de unde coboară până la 520 m, terminându-se printr-un abrupt de 3 m faţă de terasa superioară a Săliştei.

Alături de câmpul neted, din partea centrală, la contactul cu muntele şi podişul, se remarcă prezența unui relief alcătuit din culmi deluroase, fragmentate de către văi. Diferențierile altitudinale şi morfologice, dintre cele două sectoare deluroase, determină existența unei asimetrii a reliefului, dacă este analizat în profil transversal, de la nord la sud.

Din cauza suprafeței reduse şi a uniformității morfologice, în cadrul Depresiunii Sălişte consider că nu este cazul delimitării unor subunități de rang inferior.

2.2.7. Depresiunea Apold

Localizare. Continuă şi ea şirul depresiunilor din partea sudică a Depresiunii Transilvaniei, fiind situată la vest de Depresiunea Sălişte (fig. 2 . 13), de care este separată prin intermediul unui versant abrupt, care se extinde aproximativ între Apoldu de Jos şi Aciliu. În nord este limitată de Podişul Secaşelor (limita urmează contactul morfologic situat la nord de localitățile: Apoldu de Jos, Miercurea Sibiului, Cunța, Cut, Sebeş şi Lancrăm), în vest de Culoarul Turda – Alba Iulia (între Lancrăm şi Petreşti), iar în sud de Munții Cindrel (limita trece pe la sud de localitățile: Petreşti, Dumbrava, Deal, Cărpiniş, Gârbova, Dobârca şi Apoldul de Sus).

Relief. Depresiunea Apold este rezultatul eroziunii diferențiate, efectuate de rețeaua hidrografică, reprezentată de către Secaşul Mare şi afluenții săi, care s-a adâncit în depozitele friabile (badeniene, sarmațiene şi pannoniene) existente la contactul cu cristalinul meridionalilor; din această cauză relieful ei este unul preponderent colinar şi fragmentat.

Este vorba aşadar, şi în acest caz, de o depresiune de contact, asimetrică, închisă pe trei din laturile sale de versanți abrupți: la sud versantul Munților Cindrel, la est versatul interfluviului dintre bazinul Mureşului şi al Oltului, iar la nord versantul sub formă de front de cuestă dinspre Podişului Secaşului. Dintre cei trei versanți care limitează depresiunea, o situație aparte o prezintă cel din partea estică, aferent interfluviului dintre Mureş şi Olt, care se continuă spre est cu câmpul neted al Depresiunii Sălişte, care este suspendată cu aproximativ 200 m față de Depresiunea Apoldului. Comparativ cu celelalte laturi prezentate, doar la vest depresiunea se deschide larg, spre Culoarul Mureşului.

În urma unei evoluții îndelungate s-a ajuns ca relieful, din Depresiunea Apold, să fie reprezentat prin: dealuri submontane, terase şi lunci (Sandu, 1998).

Dealurile submontane sunt bine dezvoltate, îndeosebi în partea sudică a depresiunii, imprimându-i acesteia un caracter colinar. Ele au lățimi de până la 3 – 4 km şi altitudini de 450 – 580 m, fiind extinse de la limita cu muntele spre centrul depresiunii. Râurile care coboară din munte au fragmentat dealurile submontane,

transformându-le în interfluvii paralele (Sandu, 1998). Racordul între dealuri şi terase se realizează prin intermediul unor glacisuri.

Terasele din depresiune sunt rezultatul modelării fluviale realizate de către Secaşul Mare. Ele sunt dispuse monolateral, pe partea stângă a râului, fiind fragmentate de afluenţii care coboară din dealurile submontane, precum şi de organisme torenţiale (Sandu, 1998). După sursa citată, terasele, s-au păstrat începând de la Apoldu de Jos până la Miercurea Sibiului şi, apoi, de la Cunţa până la Sebeş, pe o lungime de aproximativ 22 km.

Luncile colectorului principal şi a afluenţilor săi reprezintă cele mai recente trepte de relief din cadrul depresiunii. Lunca Secaşului Mare este prezentă pe ambele maluri ale albiei, ajungând pe alocuri la lăţimi de peste 1 km, după cum se întâmplă în sectorul Miercurea Băi – Cunţa, pentru ca apoi să se îngusteze la 300 m, din cauza traversării anticlinalului Doştat – Şpring (Sandu, 1998). Pe afluenţii de stânga ai Secaşului Mare lunca apare sub forma unor fâşii înguste (80 – 200 m lăţime), dispuse monolateral, îndeosebi pe partea stângă (Sandu, 1998).

Subunităţi. Diferenţierile morfologice existente în cadrul unităţii permit separarea a două sectoare (Sandu, 1998), delimitate de Valea Dobârca:

- ***sectorul Apoldu de Sus – Miercurea Sibiului*** se caracterizează prin prezenţa glacisurilor, menţinute la altitudini de 400 – 430 m, aşa cum este cel de la Apoldu de Sus, cel dintre Aciliu şi Amnaş, la care se adaugă prezenţa nivelului inferior de terasă de pe văile Secaşului Mare, Amnaşului şi Apoldului;

- ***sectorul Gârbova – Răhău*** are un relief mai variat, datorită prezenţei şi dealurilor submontane, cele care imprimă caracter colinar depresiunii; alături de dealuri sunt prezente glacisuri, care fac trecerea spre terase, pentru ca apoi, la partea inferioară a acestora să fie prezente luncile.

Mai trebuie că, depresiunile Sibiu, Sălişte şi Apold, considerate împreună, sub aspect genetic şi evolutiv, alcătuiesc Culoarul depresionar Sibiu-Apold, aşa cum a fost el denumit de Sandu în 1998.

2.2.8. Culoarul Turda – Alba Iulia

Localizare. Unitatea morfologică de faţă se suprapune Culoarelor Mureşului Mijlociu şi a Arieşului Inferior. Din acest motiv, în nord se extinde până la Câmpia Transilvaniei (aliniamentul dat de localităţile: Hădăreni, Viişoara şi Turda), în vest până la Podişul Măhăceni (limita urmăreşte iniţial localităţile Moldoveneşti, Plăieşti şi Bădeni, pentru ca apoi să fie dată de Valea Unirii, de unde se continuă pe la Decea, Mirăslău, Aiud, Livezile şi Poiana Aiudului) şi Munţii Apuseni (limita se află la vest de aşezările: Livezile, Magina, Gârbova de Sus, Geomal, Geoagiu de Sus, Cetea, Galda de Sus, Tibru, Craiva, Ţelna, Ighiel, Şard, Micești, Alba Iulia, Vurpăr şi Vinţu de Jos), în sud până la Vinţu de Jos (de unde în aval Culoarul Mureşului se continuă

cu sectorul dintre Munţii Metaliferi şi Munţii Şureanu, denumit Culoarul Orăştiei), iar în est până la Depresiunea Apold (limita trece pe la vest de Petreşti şi Lancrăm) şi Podişul Târnavelor (aliniamentul dat de localităţile: Zărieş, Căpud, Peţelca, Meşcreac, Ciumbrud, Păgida, Gâmbaş, Micoşlaca, Uioara de Jos, Ocna Mureş, Uioara de Sus, Noşlac, Căptălan, Copand şi Stâna de Mureş).

Relief. Unitatea fiind axată pe cursul mijlociu al Mureşului inferior şi al Arieşului, se prezintă sub forma unei depresiuni marginale, cu lăţimi care merg până la valoarea de 10 – 15 km, la nivelul interfluviilor (la altitudini de 450 – 550 m), dar care este mai îngustă (3 – 5 km) şi compartimentată, în partea inferioară, la nivelul luncilor şi al teraselor (220 – 350 m altitudine) (Geografia României, III, 1987).

Relieful culoarului este rezultatul modelării îndelungate a unui substrat alcătuit din roci cu vârste diferite (începând din cretacic şi până în cuaternar), pe fondul mişcărilor neotectonice (care au favorizat existenţa unor arii de subsidenţă, evidenţiate de convergenţele hidrografice de la Câmpia Turzii şi Alba Iulia (Geografia României, III, 1987). Din acest motiv, în cadrul culoarului se remarcă asocierea unor arii depresionare bine conturate (Turda, Câmpia Turzii, Aiud şi Alba Iulia) cu unităţi deluroase (de exemplu, dealurile de pe dreapta Mureşului din aval de Aiud etc.), care uneori sunt intercalate părţii centrale a culoarului, aşa cum este în cazul Dealului Bilag (403 m).

Tot din cauza unei evoluţii îndelungate, în condiţiile menţinerii Mureşului pe acelaşi traseu, se remarcă atenuarea abrupturilor de contact, prin interpunerea unor trene de glacisuri piemontane, aşa cum sunt cele de la limita cu Munţii Trascăului (grupă a Munţilor Apuseni), terasate şi fragmentate de către afluenţii de dreapta (Aiud, Gârbova, Stremţ, Ighiu, Ampoi etc.) a colectorului principal.

La partea inferioară a Culoarului Mureşului sunt prezente terasele şi lunca. Au fost identificate opt terase (Savu şi Haidu, 1984): cea superioară, cu altitudini relative de 130 – 140 m, este prezentă la altitudini absolute de 390 m, iar cea inferioară (3-6 m) corespunde luncii; între acestea se situează celelalte terase t_2 (8 – 12 m), t_3 (16 – 24 m), t_4 (27 – 40 m), t_5 (45 – 55 m), t_6 (65 – 80 m) şi t_7 (90 – 115 m). Cele mai dezvoltate sunt terasele superioare (65 – 80 m, 90 – 115 m, 130 – 140 m), prezente mai ales pe partea dreaptă a culoarului, având aspectul unor trepte modelate pe seama glacisului piemontan al Munţilor Trascău (Geografia României, III, 1987). Lunca este bine dezvoltată pe ambele maluri ale Mureşului, având lăţimi cuprinse între 2 şi 2,5 km.

Subunităţi. Diferenţierile morfologice din cadrul culoarului permit individualizarea a două compartimente (fig. 2. 14): Depresiunea Aiud – Alba Iulia şi Depresiunea Turda – Câmpia Turzii, separate de îngustarea de la Mirăslău (Geografia României, III, 1987).

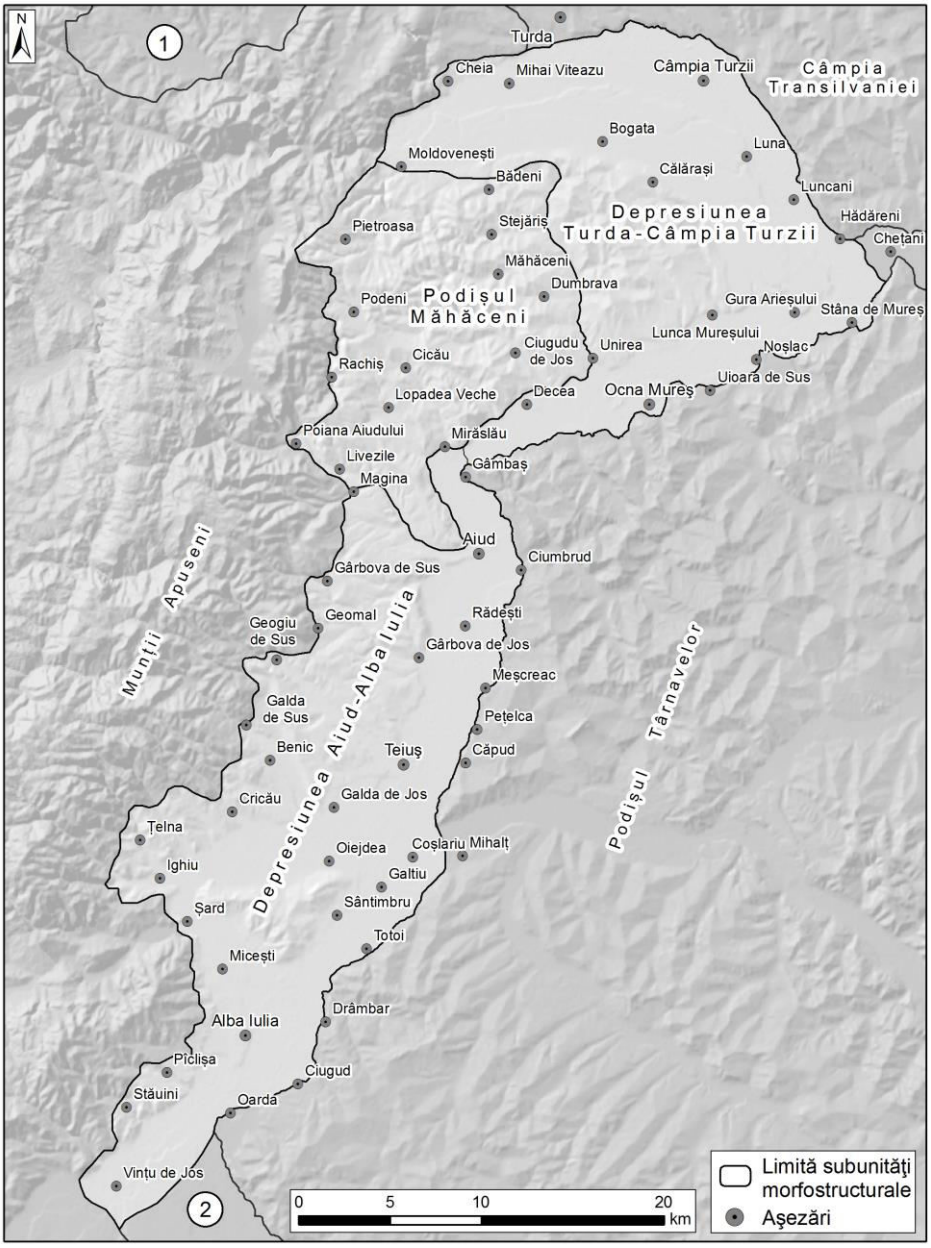


Fig. 2. 14. Subunitățile morfostructurale ale Culoarului Turda-Alba Iulia și ale Podișului Măhăceni; 1 – Depresiunea Hășdate-Vlaha; 2 – Depresiunea Apold

Depresiunea Aiud – Alba Iulia este asimetrică sub aspect morfologic, având un versant drept, care coboară gradat dinspre dealurile piemontane, de la limita cu Munții Trascăului, spre lunca Mureșului, și unul stâng, care se înalță brusc, dinspre albia Mureșului spre Podișul Târnavelor; acest versant, cu aspect

de front de cuestă, este intens afectat de procese geomorfologice de tipul alunecărilor de teren (Nicula et al., 2017) şi din cauză că pe alocuri este subminat de albia Mureşului. La partea inferioară a unităţii sunt prezente terasele, lunca şi albia meandrată a Mureşului.

Depresiunea Turda - Câmpia Turzii are în componenţă Culoarul Inferior al Arieşului (începe de la Moldoveneşti şi se continuă până la vărsarea Arieşului în Mureş) şi Culoarul Mureşului (sectorul Mirăslău Gura Arieşului). Depresiunea a rezultat în urma adâncirii Arieşului în depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei.

Principala caracteristică a reliefului o reprezintă asimetria dintre versantul stâng şi drept al Arieşului. Primul se prezintă sub forma unui abrupt, cu înclinări care ajung la valori de 25 – 35^{o}, rezultat în urma abaterii cursului Arieşului spre nord şi nord-est, pentru ca cel de-al doilea, să fie puţin înclinat (12 – 15^{o}), pe el fiind prezente terasele Arieşului, dezvoltate în evantai, făcând trecerea spre Podişul Măhăcenilor.

La Turda, prezenţa masivului de sare, cel care prin mobilitatea sa a generat cutele diapire, are efecte în relief, aşa cum se întâmplă în cazul podul terasei de 65 – 70 m, care este boltit (Geografia României, III, 1987). Şi în aval de Gura Arieşului, în Culoarul Mureşului, relieful este unul asimetric, cu versantul stâng mai proeminent şi mai abrupt, în timp ce versantul drept este mai puţin înclinat, având în partea mediană şi inferioară terasele Mureşului.

2.2.9. Podişul Măhăceni

Cu toate că majoritatea autorilor (Morariu et al., 1980; Geografia României, III, 1987; Pop, 2001; Badea, 2006 etc.), care au elaborat lucrări de sinteză, consideră Podişul sau Dealurile Măhăceni parte componentă a Culoarului Turda – Alba Iulia, apreciez, din punct de vedere geomorfologic, că el poate fi tratat ca o subunitate distinctă a Dealurilor şi Depresiunilor Submontane, de pe marginea Depresiunii Transilvaniei (fig. 2. 14).

Localizare. Spre nord şi est podişul se extinde până la Culoarul Turda – Aiud (limita urmăreşte localităţile Moldoveneşti, Plăieşti şi Bădeni, apoi Valea Unirii până la Unirea, de unde se continuă, trecând pe la Decea şi Mirăslău, până la Aiud), în sud până la Valea Aiudului (sectorul Aiud – Poiana Aiudului), iar în vest până la Munţii Apuseni, grupa Munţilor Trascău (limita trece pe la vest aşezările: Poiana Aiudului, Rachiş, Podeni, Pietroasa şi Moldoveneşti.

Relief. Morfologia podişului, fiind una specifică teritoriilor de tranziţie, de la munte la depresiune, se caracterizează prin prezenţa unor culmi interfluviale extinse, orientate de la vest la est, dispuse în alternanţă cu văi, în care râurile s-au adâncit semnificativ, prin depozitele friabile ale Sarmaţianului şi Pannonianului. Cu toate că formaţiunile geologice sunt dispuse cutat, relieful structural nu se evidenţiază, prin

forme tipice, cu excepția marilor înălțimi orografice, care se mențin pe anticlinale și a unor cueste, așa cum sunt cele de pe dreapta Văii Văleni (Onac, 2010). Aceleași depozite, la care se adaugă modul de utilizare al terenurilor, sunt responsabile de prezența alunecărilor de teren pe versanți.

Culmile interfluviale unitare, prin menținerea la altitudini medii de 500 – 550 (Dealului Rotund 546 m, Dealului Orbănoaia 545 m, Dealul Sitacelor 530 m, Dealul Măgulicei 503 m și Dâmbu Rotund 556 m), sporesc atributul de podiș al acestei unități morfostructurale.

De asemenea, caracterul de podiș este evidențiat și de relativa suspendare față de Culoarul Arieșului (spre care relieful coboară în trepte, reprezentate de terasele fluviale) și Culoarul Mureșului, spre care se termină printr-un versant abrupt, la a cărui partea inferioară se remarcă doar fragmente ale teraselor Mureșului.

Podișul are tendința să se detașeze de munte prin intermediul culoarului suspendat Podeni - Pietroasa, drenat în sens opus de văile Vălenilor (afluent al Arieșului) și Hidișului sau Rachișului (afluent al Aiudului).

Suprafața redusă și a uniformitatea morfologică, nu impun delimitarea unor subunități morfostructurale în cadrul Podișului Măhăceni.

2.2.10. Masivul Feleacului

Localizare. Spre est Masivul Feleacului se extinde până la Câmpia Transilvaniei (față de care inițial limita urmărește localitățile Tureni, Ceanu Mic, Aiton și Pata, pentru ca apoi să se continue prin Valea Zăpodie, între Pata și Sânnicoară), în nord ajunge până la Culoarul Someșului Mic (sectorul Sânnicoară – Luna de Sus), iar în vest și sud până la Depresiunea Hășdate-Vlaha (limita trece pe la nord de localitățile: Vlaha, Vălișoara, Ciurila, Pruniș, Deleni și Tureni) (fig. 2. 15).

Relief. Folosirea termenului de masiv, pentru desemnarea acestei unități morfologice, se justifică (alături de aspectul morfologic), prin prezența unei cordiliere de cristalin, mascată de depozite eocene, în extremitatea vestică și miocene (badenian-sarmațian), în centru și est (Geografia României, III, 1987); cristalinul se întâlnește la doar în Măgura Sălicii (824 m), în timp ce în Vârful Pena (832 m), cel mai înalt al masivului, apar doar blocuri in situ.

Masivul Feleacului se prezintă sub forma unei culmi unitare, orientată de la vest spre est, care măsoară 28 km între Luna de Sus și Aiton. Partea centrală a Masivului depășește 600 m, principalele noduri orografice fiind: Vârful Pădurea Big (603 m), Vârful Săvădisla est (659 m), Vârful Măgura Sălicii (824 m), Vârful Peana (832 m), Vârful Feleac (744 m), Vârful Sălașului (723 m) și Vârful Cioltul Mare (711 m).

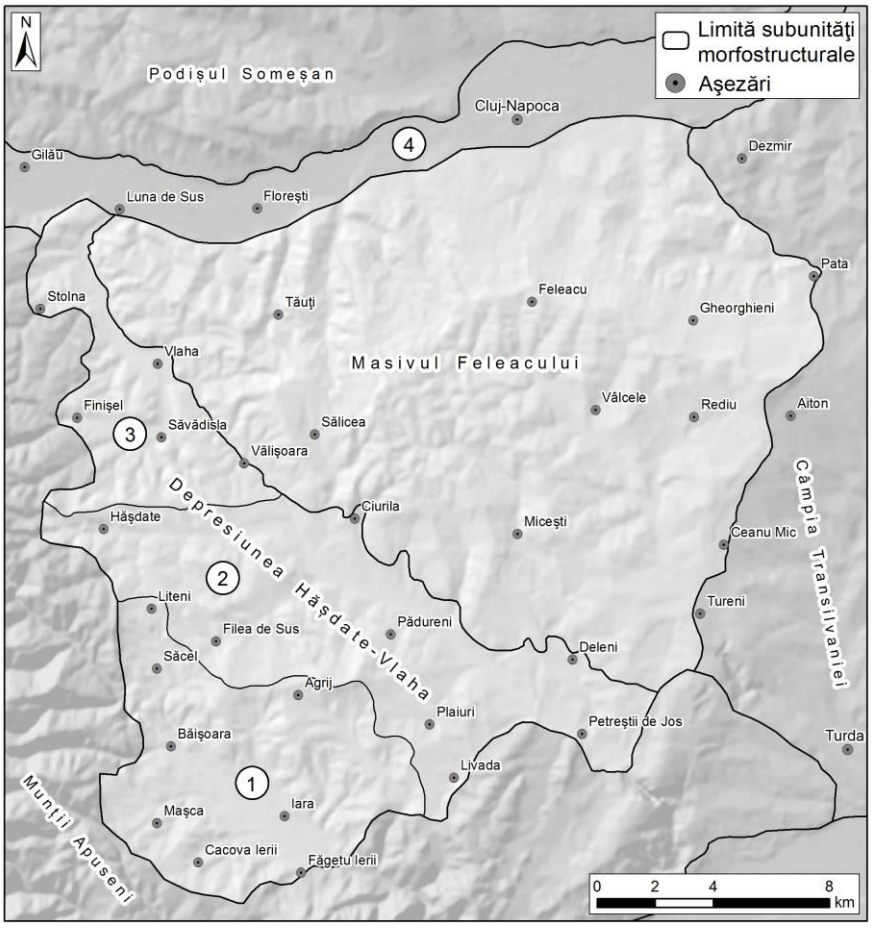


Fig. 2. 15. Subunitățile morfostructurale ale Masivului Feleac și ale Depresiunii Hășdate-Vlaha; 1 – Compartimentul Iara; 2 - Compartimentul Hășdate; 3 – Compartimentul Vlaha; 4 – Culoarul Someșului Mic

Pe fondul modelării fluviale, de către rețeaua hidrografică ce se drenează spre nord și sud, particularitățile litologice și structurale se evidențiază în relieful masivului îndeosebi prin diferențele dintre sectorul vestic (suprafețe structurale, cueste, doline pe calcare eocene etc.) și cel estic, unde cuvertura de nisipuri sarmațiene (placată cu marne badeniene, impermeabile, în care se întâlnesc numeroși trovanți sau concrețiuni grezoase de Feleac), susține un front morfologic larg, favorabil alunecărilor de teren (Geografia României, III, 1987).

Versantul nordic al masivului este mult mai unitar și mai înclinat spre Culoarul Someșului Mic, comparativ cu care, cel dinspre Depresiunea Hășdate-Vlaha este mai prelung și mai fragmentat de văi, între care se păstrează culmi interfluviale secundare.

Toate aceste particularități determină ca Masivul Feleacului să constituie un sector morfologic aparte, în cadrul Dealurilor și Depresiunilor Submontane din vestul Depresiunii Transilvaniei, care contrastează cu teritoriile înconjurătoare mai joase, pe care le domină altitudinal, concurând parcă bordura estică, mai coborâtă, a Munților Apuseni.

Nici în acest caz nu se impune delimitarea de subdiviziuni, din același motiv al uniformității morfologice și a suprafeței reduse.

2.2.11. Depresiunea Hășdate-Vlaha

Teritoriul depresionar situat între Masivul Feleacului și Munții Apuseni, a primit de-a lungul timpului diverse denumiri, între care se remarcă: Depresiunea Hășdate-Vlaha (Morariu et al., 1980), Complexul depresionar al Dealurilor Feleacului (Geografia României, III, 1987), Depresiunea Iara-Hășdate și Culoarul Săvădisla (Pop, 2001), Depresiunea Vlaha-Iara (Badea, 2006) etc. Indiferent de numele acceptat, teritoriul respectiv rămâne unul compartimentat, de către culoarele de vale ale râurilor principale, care îl drenează. Acesta este unul dintre motivele, pentru care consider oportun ca cele trei compartimente - Hășdate (drenat de Hășdate), Iara (drenat de Iara) și Vlaha (drenat de Feneș) – să fie abordate împreună, sub aceeași denumire. De asemenea, legăturile dintre compartimente se fac prin înșeuări largi, fapt care sporește caracterul depresionar al acestei unități morfostructurale, comparativ cu cele înconjurătoare.

Localizare. În nord și est depresiunea este limitată de Masivul Feleacului (limita trece pe la nord de localitățile: Tureni, Deleni, Pruniș, Ciurila, Vălișoara, Vlaha, pentru a se continua apoi până la sud de Luna de Sus), iar în vest și sud de Munții Apuseni (limita trece inițial pe la vest de localitățile: Stolna, Finișel, Hășdate, Liteni, Săcel, Băișoara și Mașca, pentru a merge apoi pe la sud de așezările: Cacova Ierii, Făgetul Ierii, Surduc, Livada și Petreștii de Jos).

Relief. Modelarea îndelungată a depozitelor eocene și miocene, prin intermediul rețelei hidrografice, a determinat geneza unui relief fluvial, aflat într-un stadiu înaintat de evoluție. El este caracterizat de prezența unor culoare de vale largi, cu aspect depresionar, între care se află culmi interfluviale cu aspect colinar. Spre est depresiunea este închisă de culmile Petreștilor și Sănduleștilor, care sunt străbătute de râul Hășdate (prin Cheile Turzii), și râul Iara (prin defileul de la Surduc), de unde și caracterul suspendat al acestui teritoriu. În vest depresiunea se deschide către Culoarul Someșului Mic, spre care se drenează Valea Feneș, motiv pentru care compartimentul Vlaha este mai fragmentat de către afluenții acestuia.

Subunități. Cu toate că nu se înregistrează diferențieri semnificative între diferitele sectoare ale depresiuni, se pot totuși individualiza trei compartimente (care

la fel de bine pot fi denumite şi depresiuni) de rang inferior, delimitate de cumpăna apelor dintre râurile care le drenează; acestea sunt (fig. 2. 15):

- ***Compartimentul Hăşdate*** este drenat de râul cu acelaşi nume şi se află în partea estică a unităţii analizare, între Masivul Feleacului şi Depresiunea Iara;

- ***Compartimentul Iara***, drenat de râul omonim, este localizat în partea sudică a unităţii, între Compartimentul Hăşdate şi Munţii Apuseni;

- ***Compartimentul Vlaha*** este situat în partea nord-vestică a depresiunii, între Masivul Feleacului şi Munţii Apuseni, continuând compartimentele precedente.

2.2.12. Podişul Păniceni

În unele surse bibliografice Podişul Păniceni este tratat împreună cu Depresiunea Huedin, primind astfel diverse denumiri: Podişul Huedin-Păniceni (Geografia României, III, 1987), Podişul Păniceni şi Depresiunea Huedin (Pop, 2001), Podişul Huedinului (Badea, 2006) etc. Pornind de la diferenţierile de ordin morfologic existente, între cele două unităţi, consider adecvată abordarea separată a lor.

Localizare. Se suprapune bazinelor hidrografice superioare ale Nadăşului, Căpuşului şi Crişului Repede (Pop, 2001), motiv pentru care în est se extinde până la Podişul Someşan (limita începe de la est de Dumbrava şi se continuă până la vest de Aghireşu), în nord până la Depresiunea Almaş-Agrij (limita urmăreşte iniţial cumpăna de ape dintre Almaş şi Nadăş, apoi pe cea dintre Almaş şi Crişul Repede), în vest până la Depresiunea Huedin (de care este separată prin interfluviul dintre văile Şipotu şi Domoşu), iar în sud până la Munţii Apuseni (limita trece pe la sud de aşezările: Mănăstireni, Bedeciu şi Păniceni) (fig. 2. 16).

În unele surse bibliografice (Mac, 1979 şi Pop, 2001) Podişul Păniceni este extins şi în bazinul superior al Almaşului, pe considerentul că relieful este similar cu cel din bazinul superior al Nadăşului, Căpuşului şi Crişului Repede, el fiind rezultatul adaptării reţelei hidrografice la morfostructura ridicată, ce traversează de la sud la nord Podişul Someşan, pe aliniamentul: Mănăstireni-Leghia-Voievodeni-Cernuc-Rus-Frâncenii de Piatră-Poiana Blenchii (Mac, 1979). Cu toate acestea, în lucrarea de faţă, bazinul superior al Almaşului este considerat parte componentă a Depresiunii Almaş-Agrij.

Relief. Prezenţa unor defileuri epigenetice, aşa cum este cel al Crişului Repede (în dreptul Culmii Meseş – Săcuieu) şi al Căpuşului (între Bedeciu şi Căpuşu Mic), între podiş şi ariile de subsidenţă locale, dinspre care se impulsionează eroziunea fluvială, a determinat ca relieful să fie unul maturizat (Geografia României, III, 1987). În aceste condiţii, singurul compartiment în care râurile s-au adâncit mai viguros este cel aferent bazinului hidrografi al Nadăşului şi afluenţilor săi, fapt care şi explică de altfel scoaterea în evidenţă a structurii la Leghia.

Prezența depozitelor geologice de vârstă eocenă, dispuse monoclinal, a cauzat formarea unui relief tipic, reprezentat prin succesiuni de fronturi de cuestă (simple sau etajate), suprafețe structurale, martori de eroziune, văi subsecvente etc. (Geografia României, III, 1987). Între văile care fragmentează partea sudică a podișului, se remarcă prezența unor suprafețe structurale, cu rol de interfluvii, care coboară altitudinal dinspre munte spre Valea Crișului Repede.

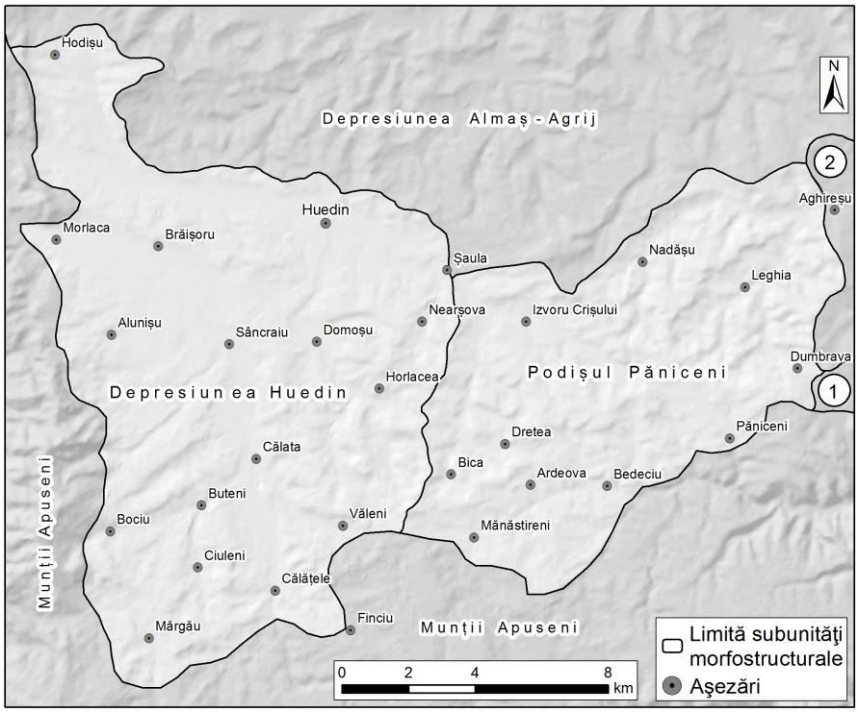


Fig. 2. 16. Subunitățile morfostructurale Podișul Păniceni și Depresiunea Huedin; 1 – Culoarul Căpușului; 2 – Podișul Someșan

Mișcările tectonice rhodanice și valahice, care s-au manifestat mai intens în Munții Apuseni, au determinat pe de o parte antrenarea pe verticală și a Podișului Păniceni, care apare suspendat față de Podișul Someșan, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij, iar pe de alta boltiri locale ale depozitelor, sub formă de cupole, subordonate unui monoclin general (Mac, 1979). Acestea din urmă, au fost reliefate de către rețeaua hidrografică sub formă de butoniere, așa cum este în cazul celor de la Leghia, Bica și Dretea, cu precizarea că ultimele două sunt butoniere de obârșie (Mac, 1979).

Prezența reliefului carstic, concretizat prin lapiezuri și doline dispuse sub formă de aliniamente, pe suprafața Dealului Glimeia, este rezultatul existenței

unor suprafeţe structurale calcaroase (Geografia României, III, 1987), în extremitatea sudică a podişului.

Uniformitatea morfologică a podişului nu impune delimitarea de unităţi de rang inferior.

2.2.13. Depresiunea Huedin

Localizare. La est se extinde până la Podişul Păniceni, (limita trece pe interfluviul dintre văile Şipotu şi Domoşu), în nord până la Depresiunea Almaş-Agrij (limita fiind dată de interfluviul dintre Crişul Repede şi Almaş), iar în vest şi sud până la Munţii Apuseni (aliniamentul dat de localităţile: Hodişu, Morlaca, Alunişu, Bociu, Mărgău, Călăţele şi Văleni). În consecinţă, părţii nord-vestice a depresiunii i se include şi Platoul Hodişului, situat la vest de Valea Hodişului.

Relief. Întregul spaţiu depresionar este drenat de afluenţi ai Crişului Repede: Domoşu, Călata, Hodişu etc. Ei s-au adâncit în depozite dispuse monoclinal, ce înclină preponderent de la nord spre sud. Din acest motiv reprezentant este relieful structural prezent sub formă de: cueste (aşa cum este cea de pe dreapta Văii Crişului Repede), suprafeţe structurale, văi subsecvente, văi consecvente etc. Pe suprafaţa fronturilor de cuestă, datorită modelării torenţiale, se dezvoltă pâlnii cataclinale, aşa cum sunt cele de pe versantul drept al Văii Crişului Repede.

Prezenţa unor defileuri, la ieşirea Crişului Repede şi a Călatei din depresiune, a determinat ca adâncirea râurilor să nu fie una considerabilă, motiv pentru care acesta este suspendată, comparativ cu Depresiunea Almaş-Agrij, situată la nord şi drenată de râuri care se raportează la nivelul de bază mult mai dinamic, al Someşului de la Jibou (fig. 2. 16).

Un alt rezultat al modelării fluviale îndelungate îl reprezintă terasele, în număr de trei, păstrate mai ales pe stânga Crişului Repede şi cuprinse altitudinal între 2 – 3 m şi 20 – 25 m (Posea, 1978); la rândul lor şi luncile râurilor sunt bine dezvoltate, primind caracter de şes aluvial, aşa cum este în cazul Crişului Repede (Horvath, 2008).

Nici în acest caz nu impune delimitarea de unităţi de rang inferior.

2.2.14. Depresiunea Almaş-Agrij

Localizare. Unitatea depresionară este limitată la est de Podişul Someşan (limita urmăreşte interfluviul dintre afluenţii de stânga ai Nadăşului, Someşului Mic şi Gârboului, respectiv cei de dreapta ai Almaşului), în nord de Culoarul Someşului (sectorul Tihău - Jibou), în vest de Munţii Meseşului (limita trece pe la vest de localităţile: Ciglean, Creaca, Jac, Stâna, Ciumârna, Treznea, Bozna, Sângeorgiu de

Meseş, Huta şi Hodişu), iar la sud de Depresiunea Huedin şi Podişul Păniceni, limita urmărind interfluviul dintre Almaş, Crişul Repede şi Nadăş (fig. 2. 17).

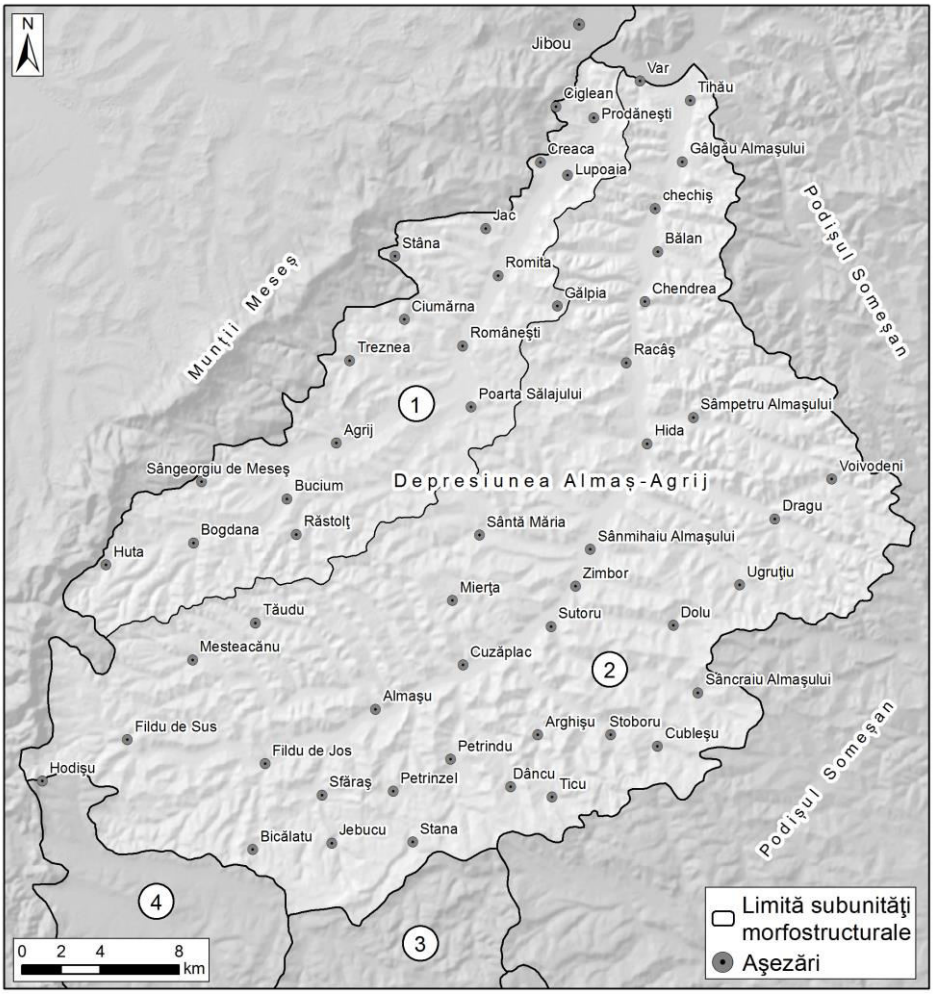


Fig. 2. 17. Subunităţile morfostructurale ale Depresiunii Almaş Agrij; 1 – Depresiunea de contact a Agrijului; 2 Bazinul Depresionar al Almaşului; 3 – Podişul Păniceni; 4 – Depresiunea Huedin

Relief. Formarea depresiunii este rezultatul adaptării reţelei de văi, la contactul dintre cristalinul Munţilor Meseş şi sedimentarul monoclinal al Depresiunii Transilvaniei. În urma rectificărilor hidrografice, care au avut loc începând cu exondarea acestui teritoriu, s-a ajuns ca depresiunea să fie drenată de Almaş, Agrij şi afluenţii lor. Se poate considera, în acest context, că formarea depresiunii este exclusiv rezultatul eroziunii semnificative a reţelei hidrografice, care impulsionată de aria de subsidenţă de la Jibou, şi-a consumat energia pe un substrat

geologic eterogen, atât ca vârstă, cât și ca alcătuire (Geografia României, III, 1987). De asemenea, modelarea fluvială îndelungată a determinat ca aria depresionară să fie mai coborâtă cu câteva sute de metri față de unitățile din est (150 – 200 m față de Podișul Someșan), sud (100 – 150 m comparativ cu Depresiunea Huedin și Podișul Păniceni) și vest (400 – 500 față de Munții Meseș).

Trecerea de la rocile mai dure ale Munților Meseș, de vârstă priaboniană, reprezentate de șisturi cristaline, conglomerate, șisturi argiloase, calcare, marne calcaroase, la depozite mai friabile specifice depresiunii (marne, nisipuri, șisturi argiloase, argile roșii etc.), poate fi urmărită în profilul văilor afluenților de stânga ai Agrijului, care din înguste în sectorul superior, prezintă lărgiri locale, sub formă bazinete, după ce au pătruns în marnele cu numuliți (Geografia României, III, 1987).

Aceeași varietate litologică și dispunerea monoclinală a depozitelor a determinat ca văile să fie asimetrice, având un caracter subsecvent, după cum se întâmplă și în cazul Văii Agrijului, a cărei versant drept este mai abrupt și fragmentat de văi obsecvente cu lungimi de doar 2 – 3 km. În aceste condiții, dintre elementele reliefului structural se remarcă fronturile de cuestă, care sunt de două tipuri: structurale, întâlnite pe toți afluenții de dreapta și de stânga ai Almașului, îndeosebi până la Hida, și de subâmpingere, pe versantul drept al Almașului și Agrijului, dar numai în cursul inferior (Geografia României, III, 1987).

Alături de relieful fluvial și cel structural, orizonturile de roci mai dure cum sunt gresiile, determină geneza reliefului litologic evidențiat de: prezența unor abrupturi de 5 – 6 m înălțime (pe dreapta văii Agrijului la Romita), de existența martorilor petrografici, a complexului de prăbușiri pe microconglomerate de la Gâlgăul Almașului, care se menține pe un front de câteva sute de metri la Gradina Zmeilor (Geografia României, III, 1987).

Prezența unor depozite mai dure, în jumătatea nordică a depresiunii, determină ca atât Valea Almașului, cât și cea a Agrijului să se îngusteze primind aspect de defileu. De pildă, Valea Almașului se îngustează între Gâlgăul Almașului și Tihău datorită prezenței gresiilor și conglomeratelor burdigaliene, pentru ca Valea Agrijului să aibă un sector îngust între Prodănești și Jibou, îndeosebi datorită calcarelor priaboniene.

Pe versanții văilor se remarcă existența formelor de relief datorate scurgerii torențiale, a apelor provenite din precipitații, și alunecărilor de teren (Irimuș et al., 2017).

Terasele fluviale, cu toate că sunt păstrate doar fragmentar pe Almaș, Agrij și unii afluenți, oferă informații prețioase despre evoluția reliefului fluvial din depresiune.

La partea inferioară a văilor se remarcă prezența unor lunci dezvoltate, cu lățimi de până la 1,2 – 1,3 km, în cadrul cărora râurile meandrează, ca efect al valorii reduse a pantelor din albii; luncile se mențin dezvoltate până în sectorul superior al

Almaşului (la Fildu de Jos şi Sfăraş) şi Agrijului (la Buciumi), contribuind şi ele la caracterul de bazinet depresionar al acelor locuri.

Subunităţi. Cu toate că depresiunea este drenată de două râuri principale, care au avut o evoluţie diferită, cumpăna de ape dintre ele, îngustă, fragmentată şi coborâtă, sub înălţimea generală a unităţilor din jur (Savu, 1963), nu constituie un element morfologic care să impună delimitarea de unităţi de rang inferior. Cu toate acestea, Savu (1963) pornind de la diferenţele morfologice, date de structura din cadrul celor două bazine hidrografice, propune două subunităţi (fig. 2. 17):

- ***Depresiunea de contact a Agrijului***, longitudinală şi asimetrică, s-a format în detrimentul depozitelor sedimentare eocene şi oligocene, care după ce anterior s-au depus discordant şi transgresiv peste cristalinul Munţilor Meseş, au fost erodate de către Agrij şi afluenţii săi;

- ***Bazinul depresionar al Almaşului*** este rezultatul eroziunii îndelungate şi intense a Almaşului şi a afluenţilor săi, care s-au dezvoltat în detrimentul Podişului Someşan, Podişului Păniceni şi al Depresiunii Huedin.

2.2.15. Culoarele de vale

Şi în cazul Dealurilor şi Depresiunilor Submontane se remarcă prezenţa câtorva sectoare de vale, care delimitează unităţile morfostructurale principale. În cadrul lor se includ: Culoarul Someşului Mare (sectorul Sângeorz-Băi - Beclean), Culoarul Mureşului (sectorul Deda - Reghin) şi Culoarul Căpuşului (sectorul amonte de Căpuşu Mic şi Gilău).

Culoarul Someşului Mare, sectorul Sângeorz-Băi – Beclean, separă dealurile Bistriţei, situate la sud, de Podişul Someşan, poziţionat la nord. Culoarul s-a format prin adâncirea Someşului Mare în depozitele sedimentare ale Depresiunii Transilvaniei. Diferenţele structurale şi litologice au determinat formarea a două sectoare distincte: unul mai îngust, între Sângeorz-Băi şi Nimigea de Sus, şi altul mai larg, între Nimigea de Sus şi Beclean (Pop, 2001). Primul sector este sculptat în gresii burdigaliene, dispuse monoclinal, fapt care a imprimat Văii Someşului Mare un caracter subsecvent, cuesta fiind dezvoltată pe partea stângă a culoarului. Cel de-al doilea sector, cu toate că în profil transversal se menţine asimetric, se caracterizează prin prezenţa teraselor fluviale, dispuse pe ambele maluri ale Someşului Mare.

Culoarul Mureşului, sectorul Deda – Reghin, este localizat între Dealurile Bistriţei, situate la nord, şi Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, poziţionate la sud. Culoarul s-a format prin adâncirea Mureşului, după ajungerea în formaţiuni sedimentare de vârstă sarmaţiană şi pannoniană. Încă de la ieşirea din munte culoarul se lărgeşte brusc, ajungând la lăţimi cuprinse între 3 şi 5 km, aşa

cum este în dreptul localității Brâncovenești. La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele și lunca Mureșului.

Culoarul Căpușului, sectorul amonte de Căpușu Mic - Gilău, separă Podișul Someșan, situat la nord, de Munții Apuseni, localizați la sud. Morfologic se poate considera că reprezintă o continuare a Culoarului Someșului Mic în amonte de Gilău.

Principala caracteristică a culoarului, analizat în profil transversal, este asimetria pronunțată, datorată caracterului său subsecvent, la contactul dintre cristalin și sedimentarul eocen (Geografia României, III, 1987). Versantul drept, mai puțin înclinat, cu aspect de suprafață structurală, contrastează cu cel stâng, la nivelul căruia, cele două orizonturi de calcare grosiere eocene sunt reliefate sub aspect de front de cuestă etajat; nivelul superior este mai fragmentat și se menține la altitudini de 650 – 700 m (atingând valoarea maximă de 737 m în Dealul Ursului), pentru ca cel inferior, să fie mai slab conturat, sub formă de brâu structural, la altitudinea de 550 – 600 m (Geografia României, III, 1987). Acestora li se adaugă frontul secundar menținut pe orizontul cu numuliți (Posea, 1963). La partea inferioară a culoarului sunt prezente terasele fluviale, îndeosebi pe partea dreaptă, cărora li se adaugă lunca.

Concluzii. Urmărirea principalelor unități și subunități morfostructurale, ale Depresiunii Transilvaniei, relevă că acestea au o morfologie diversă și complexă, rezultată în urma unei evoluții îndelungate. Comparativ cu partea centrală a depresiunii (Podișul Transilvaniei), care este mai uniformă, Dealurile și Depresiunile Submontane sunt mult mai diverse, în condițiile în care subdiviziunile lor sunt influențate direct de prezența Munților Carpați. Toate acestea denotă că, baza separării unităților morfostructurale, ale depresiunii, a constituit-o maniera în care au participat factorii interni și externi la geneza reliefului. Dacă la modul general depresiunea este rezultatul tectonicii, morfologia de detaliu, specifică diversele sale subunități, este mai degrabă efectul manifestării proceselor geomorfologice externe, pe seama structurilor și rocilor.

CAPITOLUL 3
EVOLUȚIA ȘI STRUCTURA GEOLOGICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI

Relieful din Bazinul Transilvaniei fiind rezultatul modelării depozitelor şi structurilor geologice, de către agenți, prin intermediul proceselor geomorfologice, în secțiunea de față a lucrării, sunt abordate probleme de geologie; cunoașterea lor ajută la o înțelegere mai obiectivă a genezei şi evoluției reliefului.

Bazinul Transilvaniei este unul de tip back-arc semiizolat (Krézsek et al., 2010), situat în partea estică a Paratethysului Central; este mărginit de Carpații Estici, Carpații Sudici şi Munții Apuseni.

Formarea Bazinului Transilvaniei a început în Cretacicul mediu (post-Cenomanian), prin scufundarea neuniformă a uscatului existent, după ce au fost puse în loc elementele structurale din Carpații Orientali, Munții Apuseni şi din fundamentul bazinului (Ciupagea et al., 1970).

Geneza şi dezvoltarea spațială a Bazinului Transilvaniei, şi ca efect a acestora poziția sa, este rezultatul mobilității microplăcii transilvano-panonice, în raport cu microplăcile: moldavă, valahă şi pontică. Din momentul în care a fost conturată ca arie bazinală intracarpatică, evoluția ei geologică a fost influențată decisiv, de către transformările morfogenetice care au avut loc în Munții Carpați.

În acelaşi timp, Bazinul Transilvaniei, prin localizarea sa, în interiorul arcului carpatic, reprezintă cea mai întinsă arie morfologică de scufundare, specifică acestui lanț montan, formată în timpul cutărilor alpine (Mrazec, 1932).

3.1. EVOLUȚIA GEOLOGICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI

Aceasta fiind strâns legată de cea a unităților structogenetice, cu care se învecinează, în cadrul domeniului Carpato-Pannonic, ea poate fi mai facil înțeleasă, dacă este abordată în contextul regional din partea sud-estică a Europei.

Localizarea Bazinului Transilvaniei, la interiorul Arcului Carpatic, determină ca el să fie înconjurat din toate părțile de unități montane: Carpații Orientali (în nord şi est), Carpații Meridionali (în sud) şi Munții Apuseni (în vest). În consecință, procesul de sedimentare şi tectonica bazinului au fost influențate de evoluția lanțului carpatic, care prin ridicarea suferită la sfârşitul Sarmațianului, a determinat crearea unui bazin de sedimentare închis, fără legături cu mările de la exterior (Krézsek, 2005).

Munții Carpați, alături de Munții Dinarici, reprezintă continuarea spre est a șariajelor din Munții Alpi, generate în timpul coliziunii continentale dintre Placa Africană și Placa Eurasiatică (fig. 3. 1), începând din Cretacic (Săndulescu, 1984; Krézsek și Bally, 2006).

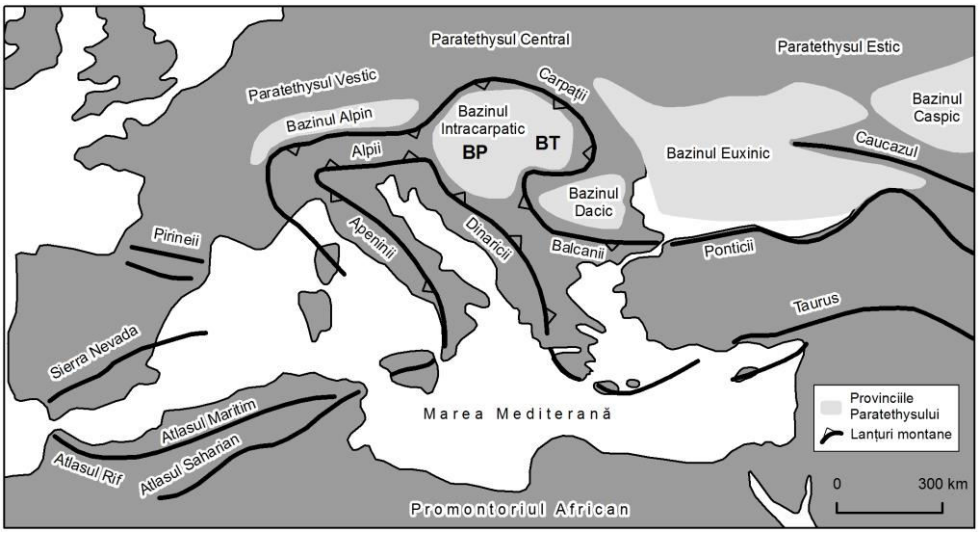


Fig. 3. 1. Prezentare generală a orogenului Alpino-Carpato-Dinaric, cu evidențierea provinciilor Paratethysului; Bazinul Transilvaniei (BT) și Bazinul Panonic (BP) fac parte din Bazinul Intracarpatic (cu modificări după Krézsek și Bally, 2006, p. 406)

Evoluția tectonică alpină a Carpaților se poate împărți în două etape: prima aparține fazei de extensie (care s-a derulat între Triasic și Cretacicul timpuriu), în timp ce a doua este caracteristică fazei de compresie, desfășurată între Cretacicul mediu și Miocen (Săndulescu, 1988; Mațenco și Bertotti, 2000).

Sub aspect geotectonic, evoluția Bazinului Transilvaniei începe în Cretacicul superior, ulterior principalelor faze de deformare, prin care a trecut orogenul carpatic, cele care au dus la sutura plăcilor Tisza și Dacia (Csontos et al., 1992).

Bazinul Transilvaniei se suprapune în mare parte cu bazinul sedimentar episutural, care s-a format în urma scufundării unui bloc litosferic cristalino-mezozoic, începând din Cretacicul superior și continuând până în Pliocen (Dumitrescu, 1962; Săndulescu și Visarion, 1976; Ciupagea et al., 1970; Bally și Snelson, 1980; Sanders et al., 2002). El a primit denumirea de Blocul Transilvan și se caracterizează printr-un comportament tectonic semi-autonom în cadrul domeniului Carpato-Panonic, fapt susținut de proprietățile geofizice și morfologice pe care le prezintă (Sanders et al., 2002).

Blocul transilvan are la partea superioară o structură cretacică, amplu deformată sub formă de pânze de șariaj, care reprezintă tocmai fundamentul

bazinului sedimentar. În opinia lui Mrazec (1932) bazinul de sedimentare transilvan este amplasat, în totalitate, direct peste pânzele de șariaj cretacice, fiind de origine post-tectonică în raport cu șariajul. O cu totul altă părere are Săndulescu (1984), cel care precizează că, între bazinul propriu-zis și elementele cretacice, deformate tectonic, este intercalat un etaj, reprezentat prin cuverturile sedimentare post-tectonice, depuse până la nivelul Miocenului inferior.

Indiferent de ipotezele acceptate, pe baza observațiilor realizate prin intermediul forajelor și a investigațiilor geofizice, în succesiunea pe verticală a bazinului de sedimentare, se profilează două categorii fundamentale de elemente structogenice: fundamentul și cuvertura sedimentară (Ciupagea et al., 1970; Săndulescu și Visarion, 1976; Visarion și Veliciu, 1981; Săndulescu, 1984).

Prima categorie este reprezentată de fundamentul pre-cretacic superior, în componența căruia intră roci metamorfice, magmatice (ofiolite) și sedimentare, care au o structură sub formă de pânze de șariaj (Dumitrescu, 1962; Ciupagea et al., 1970; Rădulescu și Săndulescu, 1973; Săndulescu și Visarion, 1976; Visarion și Veliciu, 1981; Săndulescu, 1984, 1988). Elementele componente aparțin unor unități structurale de tipul Dacidelor Interne, Dacidelor Transilvane (denumite și Transilvanide) și Dacidelor Mediane (Săndulescu, 1984). Cu toate că la acest nivel sunt prezente și formațiuni sedimentare, ele nu sunt atribuite cuverturii sedimentare de la partea superioară, tocmai datorită stilului tectonic, cel care le diferențiază de aceasta (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990).

A doua categorie structogenetică este reprezentată de sedimentele depuse spre partea superioară, în cadrul unor megasecvențe de sedimentare, dar care nu au fost deranjate tectonic sub formă de pânze de șariaj sau cutări majore, altele decât cutele diapire și domurile gazeifere. Depunerea lor a avut loc la finalul Cretacicului și apoi în timpul Neozoicului (Cenozoicului). Megasecvențele tectono-stratigrafice, în număr de patru, sunt: bazinul de rift Cretacic superior, bazinul intracratonic asociat rifting-ului Paleogen – Miocen bazal, bazinul flexural Miocen inferior și bazinul de back-arc dominat de tectonici gravitaționale Miocen mediu-superior (Krézsek și Bally, 2006).

Diferențierile, existente între depozite, permit individualizarea, în cadrul acestei categorii, a două etaje structurale, caracterizate de stiluri tectonice diferite (Săndulescu, 1984).

Primul etaj are în componență depozite sedimentare post-tectonice, de vârstă cretacic superioară, paleogenă și miocen-inferioară, care mulează deformările fundamentului, fiind caracterizate de o structură necutată și foarte puțin afectată tectonic (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984). Depozitele acestui etaj aparțin primelor trei megasecvențe de sedimentare, de la partea superioară a fundamentului: Cretacic superior, Paleogen – Miocen bazal și Miocen inferior (Kreszek, 2005). La modul general, ele au avut loc între tectogeneza laramică și cea stirică, din intervalul

Cretacic superior - Miocen inferior (Săndulescu, 1984; Mutihac, 1990). Depozitele menționate sunt caracterizate de puternice variații stratigrafice, atât lateral cât și vertical, fapt care reflectă condiții tectonice diferite de depunere. De asemenea, trecerea de la fundamentul bazinului, spre acest etaj, al cuverturii sedimentare, se face destul de abrupt, în condițiile în care depozitele sunt separate printr-o neconformitate, atât față de elementele cristaline ale fundamentului, cât și față de formațiunile sedimentare, puternic deformate, ale aceluiași fundament (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

Etajul al doilea este alcătuit din depozite badeniene, sarmațiene și pannoniene (megasecvența de sedimentare din Miocenul mediu-superior), care aparțin unor structuri de origine tectonică (Vancea, 1960; Sanders et al., 2002). Această afirmație este susținută și de datele seismice și structurale, care indică faptul că Neogenul a fost influențat, ulterior depunerii, de o tectonică de tip compresional-transpresional, pe fondul unui câmp de stres cu orientare nord – nord-est (Ciulavu et al., 2000, 2002; Krézsek și Bally, 2006). În același timp, datele indică o origine tectonică pentru structurile neogene din bazin, fapt susținut și de prezența faliilor inverse și a celor de decroșare (Ciulavu et al., 2000, 2002).

Referitor la acest etaj al cuverturii, interesant este că depozitele din cadrul lui au fost depuse într-o singură megasecvență de sedimentare, care s-a petrecut între Miocenul mediu și superior (Kreszek, 2005). Acestui etaj structural, cu grosimi considerabile, îi aparțin cele mai semnificative depozite, din cadrul întregii cuverturi sedimentare. Valorile date, pentru grosimea medie a depozitelor, variază de la un autor la altul, fiind cuprinse între 2,5 – 3 km (Dumitrescu, 1962; Sanders et al., 2002) și 5 km (Krézsek și Bally, 2006), pentru ca pe alocuri să depășească 8 km (Ciupagea et al., 1970; Ciulavu et al., 2000).

Cunoașterea unităților geostructurale majore, din componența domeniului Carpato-Panonic (fig. 3. 2), și înțelegerea modului de formare al acestora, reprezintă punctul de plecare în descifrarea principalelor etape, prin care a trecut Bazinul Transilvaniei, în cadrul evoluției sale geologice; ele vor fi prezentate sintetic în continuare.

Din **Paleozoic** datează cele mai vechi formațiuni geologice, interceptate în fundamentul Bazinului Transilvaniei. Sub aspectul vârstei aparțin Permianului inferior și apar îndeosebi sub faciesuri continentale (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998). De asemenea, în decursul Permianului, întreg teritoriul ocupat în prezent de orogenul carpatic se afla sub faciesuri continentale (Ciupagea et al., 1970). Conform celor precizate de Balintoni et al. (1998), acest Permian transilvan se poate lega de un proces de riftogeneză, care ar fi afectat Pangeea la sfârșitul Paleozoicului.

În **Mezozoic** erau prezente în continuare condiții continentale, pe suprafața teritoriilor ocupate de viitorul orogen carpatic, cel care urma să includă și Bazinul

Transilvaniei. Cu toate acestea, spre sfârșitul Triasicului inferior, uscatul respectiv suferă un proces de fragmentare, numeroasele blocuri rezultate scufundându-se, sub nivelul suprafeței mărilor sud-est europene (Ciupagea et al., 1970).

Evenimentul este asociat de fapt procesului de fragmentare, a continentului unic Pangeea, și apariției Oceanului Tethys în Triasic, ca o continuare a procesului de riftogeneză amintit anterior. Pe teritoriul României, procesul de fragmentare a scoarței continentale va determina implicit deschiderea riftului transilvan (tethysian), rift care corespunde domeniului de formare al Transilvanidelor (Săndulescu, 1984). Acest eveniment geotectonic coincide cu deschiderea geosinclinalului carpatic, care se va dezvolta în bazinul Oceanului Tethys, într-o poziție pericratonică și care se va afla în expansiune până în Cretacicul inferior (Săndulescu, 1984; Mutihac, 1990). Apele Oceanului Tethys se vor extinde pe tot parcursul Triasicului, invadând mare parte din uscatul paleozoic rămas (Dumitrescu et al., 1962; Ciupagea et al., 1970).

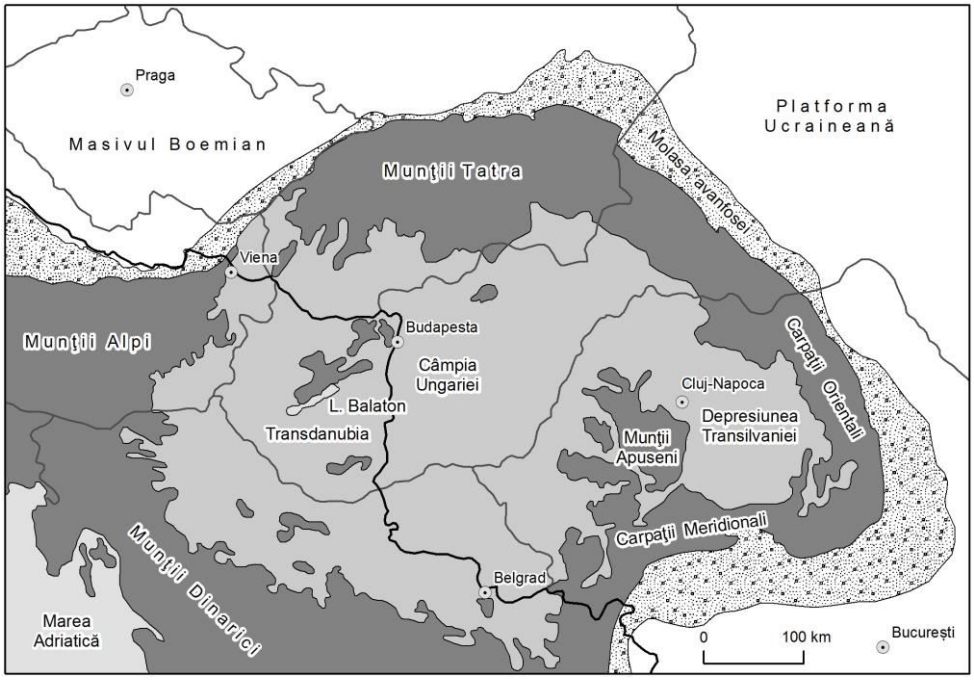


Fig. 3. 2. Schița geologică a domeniului Carpato-Pannonic (prelucrare după, Horvath, 1993, p. 334)

La începutul ***Jurasicului*** transgresiunea marină continuă, fiind favorizată de mișcarea ușoară de subsidență a domeniului carpatic, care a avut loc în Liasicul inferior, ea determinând, ca în părțile mai coborâte, apele marine să pătrundă peste fundamentul cristalin (Mutihac și Ionesi, 1974).

Spre finalul Jurasicului, în faza chimmerică nouă, se produc mișcări orogenice care afectează, mai mult indirect, spațiul viitorului Bazin al Transilvaniei, așa cum au fost cele din geosinclinalul Mureșului, Munții Bihor și Munții Pădurea Craiului (Dumitrescu et al., 1962; Mutihac și Ionesi, 1974). În acest context, odată cu mișcările chimmerice, a demarat ciclul alpin, cel care va genera în cele din urmă edificiul carpatic (Dumitrescu, 1962).

Odată cu începutul ***Cretacicului*** debutează ciclul compresiv al Orogenului Carpatic, pe fondul inițierii procesului de subducție și a închiderii teritoriilor oceanice, care ulterior se va încheia cu tectogenezele moldavice din Sarmațian, prin definitivarea structurii majore a acestuia (Săndulescu, 1984).

Interesantă este părerea lui Mutihac și Ionesi (1974), ei subliniind că în Cretacicul inferior, cea mai mare parte a teritoriului, ocupat în prezent de Bazinul Transilvaniei, a funcționat ca domeniu continental, alcătuind o suprafață vastă de uscat, care cuprindea Munții Gilău și Bazinul Panonic.

Către sfârșitul Cretacicului inferior (în Apțian-Albian) are loc tectogeneza austrică, ce conturează unitatea montană alpină, ea reprezentând printre altele continuarea mișcărilor chimmerice din Jurasicul superior. De asemenea, faza austrică marchează evoluția uscatului Transilvaniei, ca back-stop al subducției carpatice (Krézsek, 2005). Evenimentele tectonice care au loc determină formarea structurii majore tethysiene (transilvane), iar odată cu faza austrică începe paroxismul formării Dacidelor, inclusiv a celor transilvane, care se înalță și se cutează, concomitent cu schițarea unei structuri interne în pânze de șariaj (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984; Balintoni, 1997). Astfel, în tectogeneza austrică se realizează închiderea Tethysului transilvan, a cărui sutură rămâne însă mobilă până la sfârșitul Cretacicului superior (Balintoni, 1997).

La începutul Cretacicului superior are loc o transgresiune marină semnificativă, datorită mișcărilor de subsidență, care au avut loc în Cenomanian, ce persistă până spre sfârșitul Cretacicului, când începe tectogeneza laramică (Mutihac, 1990). Mișcările din cadrul acesteia vor definitiva, în mare măsură, ansamblurile structurale inițiate în faza austrică, afectând inclusiv Transilvanidele (Balintoni, 1997). Aceleași mișcări au determinat rigidizarea compartimentelor carpatice cristaline, sub forma unor masive dure, care nu vor mai fi afectate ulterior decât de ridicări sau coborâri în bloc (Mutihac și Ionesi, 1974). Conform autorilor citați, mișcările laramice vor afecta și arhitectura fundamentului, prin slăbirea și deranjarea echilibrului relativ al acestora, ceea ce va determina subsidența unor întinse blocuri cristaline (Mutihac și Ionesi, 1974). Ca efect, la sfârșitul Cretacicului superior, concomitent cu procesul de subducție și acțiunea compresivă aferentă, în anumite sectoare interne ale Orogenului Carpatic s-a produs o distensie care a generat bazinele molasice post-tectonice, așa cum este Bazinul Transilvaniei (Săndulescu, 1984). Ulterior ele vor fi invadate de apele marine, care vor favoriza

acumularea de sedimente, în cantități considerabile, provenite din materialul clastic rezultat în urma ridicării lanțului carpatic (Ciupagea et al., 1970; Huismans et al., 1997; Ciulavu et al., 2002).

Interesantă este în acest context megasecvența Cretacic superioară, formată în sisteme de rifturi extensionale-transtensionale, sedimentele fiind depuse discordant peste pânzele de șariaj mezo-cretacice (Ciulavu și Bertotti, 1994; De Broucker et al., 1998; Huismans et al., 1997; Huismans, 1999; Ciulavu, 1999).

În continuare, la limita dintre Cretacic și Paleogen are loc o compresie, ce determină inversarea sistemelor de rifturi cretacic superioare (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001), proces care ridică compartimentul nordic al Bazinului Transilvaniei deasupra nivelului mării (Ciupagea et al., 1970; Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Godefroit, 2008).

La nivelul **Cenozoicului**, continuă procesul de exondare a teritoriilor ce intră în componența Bazinului Transilvaniei, doar că acesta nu este unul continuu, existând și intervale de revenire a apelor sub forma unor transgresiuni.

În ***Paleogen*** are loc o puternică eroziune a uscatului carpatic post-laramic și ale unor porțiuni ale fundamentului Bazinului Transilvaniei, realizată de către agenții externi (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001). Tot în această perioadă, în intervalul cuprins între Paleocen și Eocen s-au produs o serie de transgresiuni și regresiuni marine, care au cauzat o succesiune de depozite continental-marine de vârstă paleocen-eocenă (Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Dica, 2005). În Eocen sedimentația marină se reia și în compartimentul nordic al Bazinului Transilvan, fapt ilustrat de succesiunea formată din cicluri transgresive-regresive marin-continentale (Moisescu, 1975; Popescu, 1978; Rusu, 1989, 1995; Hosu, 1999; Kovacs și Arnaud-Vannau, 2004).

O importanță deosebită în evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei a avut-o Eocenul, depozitele acestuia fiind întâlnite frecvent în arhitectura stratigrafică a bazinului și având o răspândire concentrată îndeosebi în partea de nord și nord-vest a bazinului (Filipescu, 2011). Urmărite sub aspectul faciesurilor depoziționale, sedimentele indică prezența unor medii continentale, respectiv litorale și lagunare (Proust și Hosu, 1996; Huismans et al., 1997).

În decursul Oligocenului, în bazin s-a produs o schimbare majoră a modului de sedimentare, depozitele fluviatile și cele siliciclastice luând locul celor preponderent carbonatice (Huismans et al., 1997). Intervalul cuprins între Eocen și Burdigalian este deosebit de important din punct de vedere tectonic, el caracterizându-se prin apropierea Europei de Africa (convergența nord-sud dintre plăcile majore Eurasiatică și Africană) și închiderea treptată a Oceanului Tethys (Ciupagea et al., 1970; Săndulescu, 1988; Huismans et al., 1997; Huismans și Bertotti, 2002; Ciulavu et al., 2002).

Lămuriri importante în acest sens aduc Schmid et al., (2008), precizând că în timpul Eocenului superior a avut loc o fragmentare a Oceanului Tethys, ca efect a coliziunii dintre plăcile continentale Est-Europeană, Adriatică şi Alcapa. La nivelul Oligocenului superior, această fragmentare devine şi mai pronunțată, ca urmare a unor mişcări de ridicare, în aria orogenului Alpino-Carpato-Dinaric, ce au condiționat episoade de izolare şi conexiune limitată între bazinele episuturale şi perisuturale ale Oceanului Tethys (Bally şi Snelson, 1980). În urma acestor evenimente, Oceanul Tethys s-a transformat într-o mare continentală, care se întindea de la Alpii Vestici până la Marea Aral. Existența acestei mări este pentru prima oară adusă în discuție de către Laskarev (1924), care o denumeşte Paratethys. La modul general, se consideră că domeniul Paratethysului ar fi cuprins trei provincii (fig. 3. 1), delimitate pe baza naturii endemice a faunelor, care au evoluat în urma izolării bazinelor marine: Paratethysul Vestic (Bazinul Alpin), Paratethysul Central (Bazinul Intracarpatic) şi Paratethysul Estic (care cuprindea bazinele: Dacic, Euxinic şi Aralo-Caspic) (Krézsek şi Filipescu, 2005; Krézsek şi Bally, 2006). Aceste provincii au fost considerate ca având evoluții stratigrafice diferite, astfel că pentru fiecare bazin în parte au fost separate vârste locale (Krézsek şi Bally, 2006). Cunoaşterea evoluției tectonice, a orogenului Alpino-Carpato-Dinaric, devine foarte importantă în acest context, pe motiv că permite înțelegerea complexității Bazinului Intracarpatic şi a condițiilor în care a avut loc individualizarea Bazinului Transilvaniei.

În ***Neogen*** are loc debutul celei de-a doua faze, a ciclului alpin, odată cu tectogeneza savică din Acvitanian. De asemenea, începe depunerea formațiunilor de gips şi sare, din zona flişului, în lagunele rămase după dispariția legăturii, dintre marea existentă la exteriorul Carpaților şi cea din Bazinul Transilvaniei (Dumitrescu et al., 1962; Mutihac şi Ionesi, 1974). Relativa izolare a Bazinului Transilvaniei, de celelalte bazine de sedimentare, conduce la intensificarea proceselor de sedimentare (Sanders et al., 2002), bazate pe materiale provenite din unitățile montane înconjurătoare; lipsa unei comunicări, prin intermediul canalelor maritime, cu bazinele de la exteriorul Munților Carpați, determină ca materialele erodate din aceştia, să se depună aproape în totalitate în bazin, contribuind la umplerea lui.

Odată cu începutul Miocenului mediu, mai precis în Badenian, au avut loc numeroase mişcări tectonice, în urma cărora Bazinul Transilvaniei a început să evolueze ca o zonă de back-arc, a nou-generatei subducții carpatice (Csontos şi Vörös, 2004; Krézsek şi Filipescu, 2005; Krézsek, 2005). În acelaşi timp, bazinul a evoluat sub un câmp compresional regional (Ciulavu, 1999), nefiind însă exclusă prezența unei faze extensionale minore în Badenianul inferior (Krézsek, 2005). Referitor la acest din urmă aspect, Sanders et al. (2002) menționează că depozite de molasă de vârstă Badenian inferior pot fi găsite în prezent la altitudini destul de ridicate în munții din

proximitate, fapt care indică o extindere mai mare a bazinului sedimentar, din Badenianul inferior, față de actuala configurație a acestuia.

În Badenianul mediu-superior, exceptând partea nordică, întreg Bazinul Transilvaniei intră într-un proces activ de subsidență, a cărei origine este însă mai puțin cunoscută (Crânganu și Deming, 1996; Ciulavu, 1999; Huismans, 1999; Sanders, 1999). Subsidența va continua în Sarmațian și Pannonian, când se vor depune formațiuni de molasă (Săndulescu, 1984).

În același timp, în Badenianul mediu-superior are loc o înălțare generală a Carpaților, ca efect a ridicărilor în bloc generate de tectogeneza stirică nouă (Mutihac și Ionesi, 1974; Săndulescu, 1984). Mișcările de ridicare afectează inclusiv compartimentul nordic al Bazinului Transilvaniei, a cărei evoluție tectonică se pare că ar fi fost controlată de falia Bogdan Vodă și falia Nord-Transilvană (Ciulavu et al., 2000). În aceste condiții, conform celor precizate de autorii citați, de-a lungul aliniamentului Faliei Nord-Transilvane, unele blocuri aparținând fundamentului metamorfic al bazinului au fost ridicate, cum este, spre exemplu, cazul Masivului Preluca.

Tot în Badenian a debutat și procesul de individualizare a munților vulcanici, din partea estică și nordică a Bazinului Transilvaniei (Vancea, 1960; Kovacs et al., 2010). La baza acestui proces au stat o serie de erupții vulcanice explozive, cele care au condus la formarea lanțului vulcanic Oaș-Gutâi-Țibleș-Căliman-Gurghiu-Harghita. Ele au determinat eliberarea în atmosferă, a unor cantități însemnate de cenușă vulcanică, care prin sedimentare au generat orizonturile de tufuri vulcanice ale bazinului, dintre care se remarcă Tuful de Dej.

Astfel, configurația actuală a Bazinului Transilvaniei s-a schițat începând cu Miocenul (Badenian), după ce a avut loc tectogeneza stirică veche și odată cu depunerea stratului gros de tufuri vulcanice reunite sub denumirea de Tuf de Dej (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

În urma genezei complexe de care au avut parte, depozitele sedimentare, ce alcătuiesc umplutura bazinului transilvan, au câteva caracteristici definitorii, între care se remarcă prezența în succesiunea sedimentară a stratului de tuf vulcanic, prezența depozitelor de sare și a domurilor gazeifere (Ciupagea et al., 1970; Săndulescu, 1988; Huismans et al., 1997). Existența sării este pusă pe seama condițiilor restrictive din Badenian, care au condus la formarea unor depozite evaporitice cu grosimi semnificative, de până la 300 m în unele locuri mai profunde ale bazinului.

Referitor la extinderea domeniului marin, din Miocenul mediu, Mutihac și Ionesi (1974) menționează că în Badenian și Sarmațian au loc ușoare transgresiuni în unitățile adiacente Bazinului Transilvaniei, el ajungând conectat cu marea, prin intermediul unor canale de legătură existente între masivele montane. Transgresiunile se mențin până spre sfârșitul Sarmațianului când, odată cu orogeneza attică, se va

întrerupe ultima conexiune dintre Bazinul Transilvaniei şi cel Panonic, care se făcea prin actualul culoar al Mureşului.

Procesul de sedimentare marină din bazin se încheie în intervalul Pannonian – Ponţian (Ciupagea et al., 1970; Krézsek şi Filipescu, 2005).

Odată cu Pliocenul, Bazinul Transilvaniei este afectat de mişcări de ridicare, fapt indicat de diferenţa de nivel de aproximativ 1.000 m, dintre depozitele miocen-superioare din Bazinul Transilvaniei şi cele din Bazinul Panonic (Ciulavu et al., 2000). Acest fapt era susţinut şi de Vancea (1960), care luând în calcul grosimea considerabilă a cuverturii sedimentare, care a umplut Bazinul Transilvaniei, afirma că mişcarea de scufundare ar fi durat fără întrerupere de la începutul formării bazinului până în Pliocen, când el a fost antrenat într-o mişcare generală de ridicare. Ţinând cont de cele notate mai sus, este clar însă că această afirmaţie nu se aplică întregului bazin, deoarece partea nordică a fost afectată de mişcări de ridicare şi ante-Pliocen. Cu toate acestea rămâne sigur faptul că începând cu Pliocenul superior şi continuând în Cuaternar, Bazinul Transilvaniei s-a aflat într-un proces de ridicare continuu (Huismans et al., 1997; Ciulavu et al., 2000).

În continuare, odată cu sfârşitul Pliocenului şi începutul Pleistocenului, mişcările valahe vor accentua şi mai mult restrângerea domeniului marin, concomitent cu înălţarea unor sectoare carpatice. Spre final, faza valahă va provoca ridicarea definitivă a Munţilor Carpaţi şi sporirea proceselor erozionale, materialul rezultat urmând a fi transportat în teritoriile din proximitate. Toate aceste procese vor avea un rol important, în geneza unităţilor de relief situate la interiorul arcului carpatic (Dumitrescu, 1962; Pop, 1997)

În concluzie, la sfârşitul Neogenului şi începutul Cuaternarului, odată cu ridicarea în bloc a Munţilor Carpaţi are loc şi ridicarea Bazinului Transilvaniei, eveniment care determină ca apele marine din bazin să se dreneze spre teritoriile, mai joase, exterioare Carpaţilor.

În aceste condiţii, definitivarea configuraţiei bazinului a avut loc însă doar în Pliocenul Superior – Cuaternar, ca urmare a mişcărilor de ridicare generală a Munţilor Carpaţi, care au dat configuraţia actuală şi pentru unităţilor înconjurătoare (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002); s-a ajuns, în cele din urmă, după îndelungate prefaceri geologice, ca Bazinul Transilvaniei şi Munţii Carpaţi să formeze un uscat unitar. Astfel, Bazinul Transilvaniei a ajuns să fie cel mai mare bazin sedimentar intra-alpin de pe teritoriul României.

Mişcările de ridicare vor diminua până la încetare în Pleistocen, finalizând astfel ridicarea în bloc a domeniului Carpatic. Prin urmare, depozitele geologice formate în Cuaternar sunt de natură continentală, ele fiind depuse în condiţiile unui climat glaciar şi periglaciar (Dumitrescu, 1962; Săndulescu, 1984).

3.2. STRUCTURA GEOLOGICĂ A BAZINULUI TRANSILVANIEI

Așa cum am precizat anterior, evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei, a determinat existența a două categorii de elemente structogenice (fig. 3. 3): Fundamentul pre-cretacic superior (în categoria căruia intră roci metamorfice, magmatice și sedimentare, care au o structură sub formă de pânză de șariaj) și Cuvertura sedimentară (reprezentată de sedimentele depuse spre partea superioară, dar care nu au fost deranjate tectonic, sub formă de pânze de șariaj sau cutări majore, altele decât cutele diapire și domurile gazeifere).

3.2.1. Fundamentul Bazinului Transilvaniei

Cunoașterea fundamentului Bazinului Transilvaniei a fost posibilă doar indirect, în condițiile în care, numărul forajelor ce au reușit să-l străpungă, pentru a intercepta formațiuni aparținând Permianului, Triasicului, Jurasicului și Cretacicului inferior, este redus.

Prin analogie cu rocile care aflorează în lanțul carpatic, se consideră că sub formațiunile permo-mezozoice, interceptate în foraje, există roci cristaline (Săndulescu și Visarion, 1978; Săndulescu, 1988), care sunt de fapt extensii ale celor carpatice, ce se regăsesc în prezent în fundamentul bazinului (datorită subsidenței de mare amploare, pe care el a înregistrat-o îndeosebi pe parcursul Cenozoicului), precum și ofiolite și roci vulcanice de arc insular (Bortolotti et al., 2004).

În Carpații Orientali, corespondentele rocilor metamorfice au o cristalinitate scăzută și sunt reprezentate în general prin șisturi sericito-cloritoase, micașisturi, amfibolite, cuarțite și, mai rar, calcare cristaline; seria poate fi urmărită și în Munții Perșani și în nordul Munților Făgăraș (Ciupagea et al., 1970).

În partea vestică a Bazinului Transilvaniei, între zona ridicată Blaj - Pogăceaua – Stupini și Munții Apuseni, se face trecerea la o succesiune cu un metamorfism mai accentuat, alcătuită din șisturi cuarțitice micacee cu granați, micașisturi, paragnaise cu muscovit și biotit, amfibolite și calcare cristaline (Ciupagea et al., 1970). De asemenea, spre nord de ridicarea Blaj – Pogăceaua – Stupini, conform autorilor citați, are loc o trecere de la succesiunea mezo-epizonală, spre o serie mezozonală, predominantă în cristalinul din culmile Țicău și Preluca și reprezentată prin micașisturi cu granați, șisturi biotitice, paragnaise cu biotit, cuarțite și gnaise cuarțoase; spre deosebire de Masivul Țicău, în Masivul Preluca apar injecții pegmatitice, amfibolite și calcare cristaline.

Fundamentul cristalin este acoperit, după cum s-a menționat în subcapitolul 3. 1., de către depozite sedimentare puternic deformate, care, conform datelor cunoscute până în prezent, aparțin intervalului Permian - Cretacic inferior și sunt

reprezentate în special prin calcare, argile, gresii și conglomerate (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998).

Principalele etape, prin care a trecut fundamentul în dezvoltarea sa, vor fi prezentate, pe scurt, în continuare.

Permian. Depozite a căror vârstă este atribuită, cu o anumită doză de probabilitate, permianului au fost traversate doar de sonda de la Ibănești, pe o grosime de 27 m (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998; Krézsek și Bally, 2006); ele sunt reprezentate de conglomerate la care se adaugă unele roci cristaline de tipul șisturilor cuarțitice, cloritoase, sericitoase și carbonatate. S-a ajuns ca vârsta lor să fie atribuită Permianului inferior, prin analogie cu cele existente în Munții Apuseni, ceea ce evidențiază că ele reprezintă cele mai vechi depozite, interceptate până în prezent, din fundamentul bazinului; cu toate acestea, este posibil ca la partea inferioară a fundamentului să existe și depozite mai vechi, așa cum sunt cele aparținând Carboniferului (Ciupagea et al., 1970).

Formațiunile permiene ar putea fi asociate unei etape de riftogeneză, care a afectat Pangeea la sfârșitul Paleozoicului, și ar reprezenta, de fapt, rămășițele unui prim bazin sedimentar transilvan, nemetamorfozat (Balintoni et al., 1998).

Triasic. În perioada depunerii formațiunilor mezozoic inferioare exista o legătură între apele din Bazinul Transilvaniei și unitățile adiacente, separarea bazinelor având loc doar în Cretacicul superior, cu excepția părții de nord, unde legătura cu Bazinul Panonic s-a menținut până în Miocen (Ciupagea et al., 1970). Doar în aceste condiții, se consideră că fundamentul mezozoic al Bazinului Transilvan este comun cu cel al sectorului estic al Bazinului Panonic (Krézsek și Bally, 2006). Formațiunile triasice au avut un caracter transgresiv, peste fundament, iar fiindcă se găsesc la adâncime mare au fost interceptate doar în foraje (Ciupagea et al., 1970).

Sub acest aspect, Triasicul apare doar în câteva locații (Ghijasa, Jibert, Ibănești, Agnita, Ucea și probabil la Rodbav), unde este prezent sub forma unor faciesuri litologice diferite (Ciupagea et al., 1970, Krézsek și Bally, 2006). Conform autorilor citați, în sud-estul Bazinului Transilvaniei este reprezentat printr-o alternanță de marne roșiatice și argile cenușii și verzui; spre interiorul bazinului, unde fundamentul prezintă o ridicare, el este alcătuit din dolomite, calcare, marno-calcare, iar la partea inferioară conglomerate. Triasicul, așa cum a fost prezentat, este însă argumentat doar pe baza unor similarități litologice, dovezile paleontologice lipsind. Totuși, din punct de vedere paleogeografic, aceste depozite ar putea fi asociate, conform celor precizate de Dercourt et al. (1993), cu evoluția unei zone costale a Oceanului Tethys.

Interesantă este în acest sens părerea lui Balintoni et al. (1998), care menționează că acest Triasic ar indica, de fapt, resturile unui bazin succesor celui Permian, generat într-un cadru tectonic diferit. După depunerea Triasicului, este posibil să fi avut loc o exondare, ce ar fi cuprins și o parte a Jurasicului inferior (Ciupagea et al., 1970).

Jurasic. Până nu demult acesta era foarte puțin cunoscut din foraje, însă recent, datorită sondelor de la Deleni, Miheșu de Câmpie, Beudiu, Ocna Mureș, Band, Cenade și Zoreni, situația s-a schimbat. De exemplu, forajul de la Deleni a interceptat trei unități litologice, care în urma investigațiilor au fost atribuite Jurasicului superior, mai exact intervalului Oxfordian superior - Tithonian. În ordinea succesiunii interceptării în foraj, aceste unități sunt: calcare cu cianobacterii și *Clypeina*, dolomite, calcare dolomitice cu *Cladocoropsis* (Bucur et al., 2004). De asemenea, în urma investigării formațiunilor jurasic superioare, interceptate în foraje, Ionescu et al. (2009) evidențiază prezența unor elemente vulcanice, de tipul andezitelor și bazaltelor.

Dintre forajele mai vechi, singurul care a traversat formațiuni jurasice a fost cel de la Band, care a interceptat depozite alcătuite din calcare gălbui compacte (Ciupagea et al., 1970).

Referitor la suprafețele ocupate de formațiunile jurasice, autorii citați presupun o extensiune mai mare a acestora în zonele bazinale, având în vedere că Tethysul Transilvan se întindea, în Jurasic, pe întreaga suprafață a bazinului, din Munții Apuseni până în Carpații Orientali.

Cretacic inferior. Acesta corespunde sedimentării care a precedat tectogeneza medio-cretacică (austrică) (Săndulescu, 1984). El a fost identificat în Bazinul Transilvaniei prin câteva foraje, între care se remarcă cele de la Grânari (localitate situată pe marginea sudică a bazinului), Șalcău (pe flancul nordic al ridicării Cenade - Șeica - Agnita), Band (în Câmpia Transilvaniei), Alămor (pe flancul nordic al Munților Sebeșului), Mercheașa (în sud-estul Bazinului Transilvaniei) și Dej-Bunești (în partea vestică a bazinului) (Ciupagea et al., 1970).

Depozitele cretacice, conform sursei citate, sunt reprezentate printr-o succesiune compusă din marne cenușii compacte, marne negricioase, argile brune-roșcate cu intercalații de gresii și un microconglomerat cu elemente de cuarț, peste care apar calcare cenușii-gălbui compacte (Grânari); la Șalcău, pe circa 150 m au fost interceptate calcare cu orbitoline apțiene; la Band s-a identificat un facies calcaros cu *Orbitolina lenticularis, O. discoidea, O. conoidea* (aceste calcare sunt suportate de depozite marnoase negricioase și argile roșietice, cu intercalații de gresii și microconglomerate); la Alămor au fost deschise incomplet, sub Cretacicul superior, depozite de vârstă albiană, reprezentate prin gresii dure, de culoare cenușiu-închis, conglomerate cenușii-verzui și marne compacte, negricioase și tectonizate; în cazul forajului de la Dej-Bunești au fost semnalate depozite apțiene de circa 100 m grosime și berriasian-valanginiene de 150 m).

De asemenea, ulterior, depozitele Cretacicului inferior au fost semnalate și în forajul de la Deleni, unde sunt reprezentate prin sedimente terigene și carbonatic-terigene, dispuse deasupra calcarelor jurasice (Bucur et al., 2004).

După părerea lui Balintoni et al. (1998), depozitele cretacic-inferioare ar reprezenta, de fapt, rămăşiţele a două bazine sedimentare, specifice perioadei de convergenţă, care a condus la închiderea Tethysului Transilvan, probabil către sfârşitul Albianului, odată cu tectogeneza austrică.

Depozitelor sedimentare mezozoice li se adaugă şi o serie de magmatite, ce aflorează în Munţii Apuseni, fiind interceptate în câteva foraje din Bazinul Transilvaniei şi care sunt reprezentate de roci vulcanice de arc insular, de vârstă jurasic superioară, roci vulcanice calc-alcaline şi intruziuni granitice (Bortolotti et al., 2004; Ionescu et al., 2009; Pană et al., 2002; Saccani et al., 2001). După cum bine este cunoscut aceste roci au fost pe de o parte subduse, sub arcul insular al Transilvanidelor Apusenilor, respectiv au fost obduse Bucovinidelor, înspre est (Săndulescu, 1984). Vârsta acestor ofiolite este Kimmeridgian-Neocomiană. Ele au fost interceptate într-o serie de foraje precum cele de le Cenade, Miheş, Ocna Mureş, Band, Deleni, Jibert şi Mercheasa (Krézsek şi Bally, 2006).

În urma evoluţiei geologice complexe, partea superioară a fundamentului Bazinului Transilvaniei este departe de a fi una uniformă, sub aspect morfologic. Studiul acestei morfologii a avut loc indirect prin intermediul lucrărilor de foraj şi prospecţiunilor geofizice. În urma interpretării datelor, obţinute pe această filieră, au fost determinate mai multe zone ridicate (vest Sic, Blaj-Pogăceaua şi Ilimbav-Benţid-Gurghiu) şi depresionare (Teiuş-Beclean, Alămor-Deleni-Reghin şi Ucea-Odorhei-Deda), la nivelul părţii superioare a fundamentului; în zonele ridicate, sondele care au fost săpate, au interceptat îndeosebi roci cristaline (Ciupagea et al. 1970).

Existenţa acestei morfologii vine să confirme ideea prezenţa mai multor pânze de şariaj în fundamentul bazinului, aşa cum a fost ea susţinută de numeroşi geologi (Uhlig, 1903; Mrazec, 1932; Popescu-Voiteşti, 1936, Preda, 1961, Ichim, 1968; citaţi de Ciupagea et al., 1970). În acest context, autorii citaţi, menţionează că pânzele de şariaj, din Bazinul Transilvaniei, se încadrează stilului tectonic pus în evidenţă atât în Carpaţii Occidentali, cât şi în Carpaţii Orientali.

Neuniformitatea morfologică a fundamentului îşi are originea în geneza bazinului, atunci când, odată cu Cretacicul superior, a avut loc scufundarea neuniformă a uscatului existent. Structurile corespunzătoare ridicărilor de cristalin, din fundament, sunt reprezentate prin cute-solzi, deversate de la nord-vest către sud-est, luând probabil, pe alocuri, amploarea unor pânze de şariaj, în mod asemănător cu cele din Carpaţii Orientali, care nu depăşesc 40 km, şi cele din Munţii Apuseni, de aproximativ 10 km (Ciupagea et al. 1970).

În ideea că zonele ridicate şi depresionare au influenţat geneza reliefului actual al Bazinului Transilvaniei, aşa cum susţin unii autori (Mac şi Sorocovschi, 1977, 1978, 1979), ele vor fi prezentate, pe scurt în continuare, în maniera în care au fost descrise de către Ciupagea et al. (1970):

- zona ridicată vest Sic reprezintă continuarea spre nord-est a Munţilor Apuseni. La est se extinde până la falia Turda-Sic-Dej-Ileanda, în timp ce spre nord-vest este delimitată de falia de pe marginea sud-estică a Munţilor Meseş. A fost pusă în evidenţă prin gravimetrie, prin prospecţiuni seismice de refracţie şi reflecţie şi prin foraje. Dintre acestea din urmă a fost interceptată de cele de la Sic, Lujerdiu, Bădeşti şi Dârja, care pe o grosime de 240 m, între 1.700 şi 2.200 adâncime, au intrat în cristalin; acesta are în compoziţie şisturi cloritoase cenuşii-verzui, şisturi cuarţitice micacee cenuşii şi cuarţite cenuşii. Cristalinul de la vest de Sic se prezintă sub forma unei platforme ridicate, uşor înclinată de la vest spre est, cu două cute anticlinale (Sic şi Dârja), delimitate prin sinclinalul Lujerdiu. Dintre acestea, anticlinalul Sic, mai proeminent, se situează pe marginea de est a platformei, ca o prelungire a Munţilor Trascău. Platforma de cristalin este acoperită de o cuvertură subţire de sedimentar, îndeosebi între linia de fractură dintre Turda-Dej şi Munţii Meseş. Cuvertura sedimentară este alcătuită din depozite paleogene şi miocene lipsite de sare. Doar la sud-vest de Cluj-Napoca, pe marginea Munţilor Apuseni, se întâlnesc şi depozite cretacic superioare. Cristalinul ridicat de la Sic se consideră că încalecă peste cristalinul zonei depresionare de la est (zona depresionară Teiuş-Beclean), de-a lungul faliei menţionate;

- zona ridicată Blaj-Pogăceaua a fost semnalată atât prin prospecţiuni gravimetrice, magnetometrice şi seismice de refracţie şi reflecţie, cât şi prin foraje. Ea este orientată sud-vest – nord-est şi este încadrată de două falii longitudinale, care o delimitează de zonele depresionare adiacente. În nord-est se extinde până în Culoarul Someşului Mare, iar în sud-est până la Blaj, fapt care o determină să aibă o lungime de aproximativ 100 km şi o lăţime de 15 km. Cristalinul a fost interceptat de către sondele de la Pogăceaua şi Stupini la adâncimile de 3.000 şi 3.300 m. Ridicarea Blaj-Pogăceaua este acoperită, în partea de apex, de o cuvertură subţire de depozite eocene şi miocen inferioare, peste care s-au depus sedimente miocen superioare, de circa 3.000 m grosime. Se consideră că blocul Blaj-Pogăceaua încalecă probabil peste depresiunea centrală din faţă (zona depresionară Alămor-Deleni-Reghin);

- zona ridicată Ilimbav-Benţid-Gurghiu este situată în faţa munţilor Făgăraş, Perşani, Harghita, Gurghiu şi Călimani, prelungindu-se de-a lungul cutelor diapire din nord-est, până la nord de Culoarul Someşului Mare. A fost pusă în evidenţă de forajele de la Ilimbav-Săsăuş, Grânari, Ocna de Sus şi Gurghiu, care au întâlnit cristalinul la adâncimi foarte diferite, cuprinse între 1.000 şi 3.200 m adâncime, cu ridicări maxime la Ilimbav şi Benţid. Şi în acest caz, ridicarea de cristalin de la Ilimbav, cu Triasic pe flancul nordic şi depozite badeniene în partea de apex, încalecă peste cristalinul acoperit de triasic, din zona depresionară de la sud şi est;

- zona depresionară Teiuş-Beclean a fost pusă în evidenţă atât prin gravimetrie şi seismometrie, cât şi prin foraje. Ea este orientată de la sud-vest spre nord-est, are aproximativ lungimea de 120 km şi lăţimea de 20 km, separând ridicarea Blaj-Pogăceaua de Munţii Apuseni şi de ridicarea de la vest de Sic. Conform datelor

seismice, cristalinul se găseşte la adâncimea maximă de aproximativ 6.000 m în sectorul Zimbor-Buza-Miheş;

- zona depresionară Alămor-Deleni-Reghin, pusă în evidenţă prin gravimetrie, seismometrie şi foraje, este orientată sud-vest – nord-est şi ocupă partea centrală a bazinului, având maximul de scufundare în Podişul Târnavelor, unde între Deleni şi Filitelnic, cristalinul şi mezozoicul se află, după date seismice, la aproximativ 8.000 şi, respectiv, 5.000 m adâncime. Zona depresionară, prin lungimea (130 km), lăţimea (60 km) şi adâncimea sa (8.000 m) de mari proporţii, la care se adaugă orientarea (sud-vest – nord-est), imprimă Bazinului Transilvaniei caracteristicile sale predominante;

- zona depresionară Ucea-Odorhei-Deda corespunde depresiunii înguste din faţa munţilor Făgăraş, Perşani, Harghita, Gurghiu şi Călimani. Ea a fost evidenţiată, atât prin foraje, cât şi prin gravimetrie şi seismometrie. De la Turnu Roşu la Zetea, fundamentul cristalin descrie un monoclin, iar de aici spre nord-vest, până în regiunea Bistriţa, o cuvetă alungită cu zona de maximă scufundare pe Mureş, între Deda şi Brâncoveneşti, unde atinge o adâncime de aproximativ 6.500 m. În cadrul acestei zone, sondele de la Ucea, Jibert, Mercheaşa, Zetea, Ibăneşti, Stânceni şi Bistriţa, au interceptat în afara depozitelor neogene şi paleogene, cu o grosime de până la 3.200 m, o succesiune discontinuă de sedimente permiene, triasice, jurasice şi cretacice.

Din cele prezentate, referitor la morfologia şi tectonica fundamentului, se poate concluziona că, acesta este alcătuit din trei zone ridicate de cristalin, care se succed de la nord-vest spre sud-est, încălecând probabil peste cristalinul cu depozitele mezozoice din zonele depresionare din faţă (Ciupagea et al., 1970). Aşa cum am mai precizat, autorii citaţi au susţinut pentru fundamentul Bazinului Transilvaniei, o tectonică în cute-solzi, deversate de la vest către est, care pe alocuri iau amploarea unor pânze de şariaj.

3.2.2. Cuvertura sedimentară a Bazinului Transilvaniei

Cunoaşterea depozitelor sedimentare permite reconstituirea evenimentelor tectonice majore, prin care a trecut bazinul, pe parcursul perioadelor geologice. Datorită neregularităţilor fundamentului cristalin, afectat de numeroase falii, care delimitează zonele ridicate şi depresionare, menţionate anterior, şi mişcărilor pe verticală care au avut loc, o dată cu formarea depozitelor, umplutura sedimentară a bazinului prezintă diferenţe accentuate de la un compartiment la altul (Matei, 1983).

În acelaşi timp, schimbările produse în regimul tectonic conduc la apariţia neconformităţilor regionale majore, pe baza cărora se pot delimita megasecvenţe stratigrafice (fig. 3. 3).

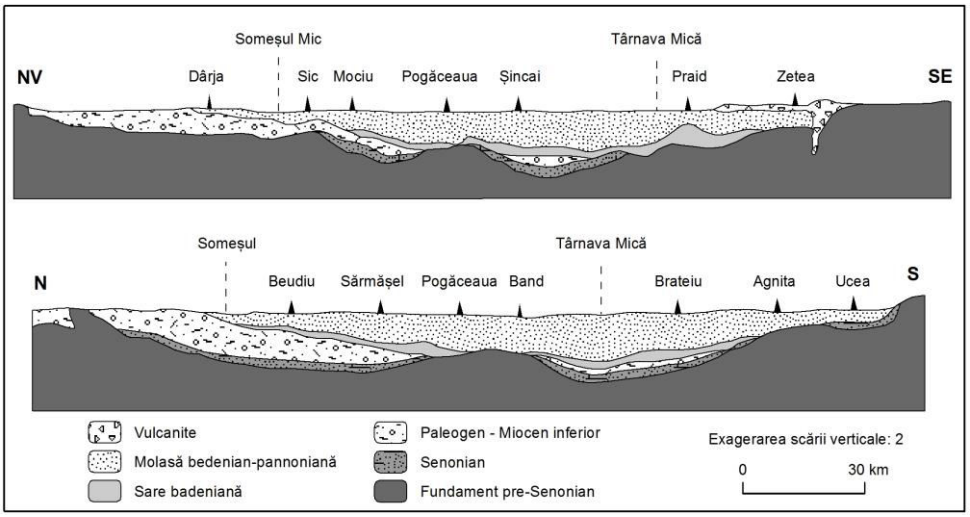


Fig. 3. 3. Secțiune geologică în Bazinului Transilvaniei (cu modificări, după Ciupagea et al., 1970; Huismans et al., 1997; Sanders et al., 2002)

În aceste condiții, caracteristicile sedimentelor și evoluția tectonică au permis divizarea succesiunii sedimentare a cuverturii din bazin în cele patru megasecvențe tectono-stratigrafice, menționate în subcapitolul anterior: Cretacic superior, Paleogen - Miocen bazal, Miocen inferior și Miocen mediu-superior (Krézsek, 2005; Krézsek și Bally, 2006).

Cretacic superior. La nivelul acestuia are loc depunerea megasecvenței senoniene, în sisteme de rifturi extensionale-transtensionale (Ciulavu și Bertotti, 1994; De Broucker et al., 1998; Huismans et al., 1997; Huismans, 1999; Ciulavu, 1999; Krézsek, 2005), generate de colapsul orogenului mezo-cretacic (Sanders, 1999; Willingshofer et al., 2001).

În acest context, odată cu evenimentele din Cretacicul superior, are loc începerea evoluției propriu-zise a Bazinului Transilvaniei. Ea a avut loc după încheierea principalelor faze de formare, prin care a trecut orogenul Carpatic, cele care au generat o suită întreagă de pânze de șariaj (Săndulescu, 1984; 1988). Astfel, Cretacicul superior semnifică trecerea la o tipologie distinctă de bazine, care cel puțin în partea de est a Bazinului Transilvaniei, se găsesc suprapuse pânzelor de șariaj ale Bucovinidelor și Transilvanidelor estice, structurate în tectogeneza austrică. În sectoarele vestice situația este diferită, deoarece Cretacicul superior a fost implicat la rândul său în șariaje ample, din generația Cretacic terminală (Laramică) (Săndulescu, 1984; 1988).

Depozitele Cretacicului superior, de vârstă Santonian – Maastrichtian, sunt bine reprezentate în bazin, ele fiind întâlnite în multe foraje, unde se dispun deasupra pânzelor de șariaj ale fundamentului (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al, 1998). Cele mai vechi depozite cretacic-superioare au fost întâlnite

în cadrul forajelor de la Dej-Buneşti şi Deleni, ele fiind atribuite Cenomanianului şi Turonianului, la care se adaugă secvenţa senoniană (Codrea şi Dica, 2005; Codrea et al., 2010). În componenţa sedimentelor cretacic superioare intră conglomerate, argile, gresii, marne şi calcare de facies marin şi facies lagunar-salmastru (Paraschiv, 1979; Mutihac, 1990; De Broucker et al., 1998; Krézsek şi Bally, 2006). Grosimea lor variază de la câteva sute de metri la peste 1.000 m (Bleahu et al., 1981; Lupu şi Lupu, 1983; Willingshofer et al., 1999; Schuller, 2004).

Prezenţa destul de extinsă, a depozitelor cretacic superioare, poate fi argumentată şi prin raportare la apariţiile de pe marginea sud-vestică a Munţilor Apuseni, care se prelungesc fără niciun dubiu şi sub molasa mai tânără transilvană (Codrea şi Dica, 2005; Codrea et al., 2001, 2010).

Paleogen – Miocen bazal. Sub aspect tectonic, Paleogenul reprezintă o fază de tip post-rift compresional, dominată de o sedimentare relativ constantă, dar cu o rată scăzută, în care pot fi remarcate câteva reactivări compresionale minore, ale unor sisteme de falii Cretacic superioare (De Broucker et al., 1998; Ciulavu, 1999; Krézsek, 2005). Existenţa intervalelor de reactivare este susţinută de prezenţa faciesurilor continentale din cadrul succesiunii epicontinentale (Hosu, 1999).

Odată cu terminarea Cretacicului, la limita acestuia cu Paleogenul are loc inversarea sistemelor de rifturi senoniene, eveniment care ulterior conduce la o fază erozională majoră (Krézsek, 2005).

Paleogenul debutează în jumătăţile vestică, nordică şi sudică cu depozite continentale, generate de sisteme fluviale, care apar sub forma unor pături, a căror grosime pot depăşi 1500 m (Codrea şi Hosu, 2001).

În cadrul celor trei subdiviziuni ale Paleogenului – Paleocen, Eocen şi Oligocen – se remarcă existenţa unei alternanţe de condiţii de sedimentare, continental şi maritim, care vor imprima caracteristici specifice depozitelor.

La nivelul ***Paleocenului***, în condiţiile date, depozitele depuse peste fundamentul bazinului sunt intens erodate, iar sedimentarea, care are loc, este caracterizată de prezenţa depozitelor continentale, dispuse sub formă de conuri aluvionare şi faciesuri fluviale (Hosu, 1999; Codrea şi Hosu, 2001); din acest motiv, la începutul succesiunii, depozitele de origine marină lipsesc, apărând abia în Luteţian (Eocen), când au loc transgresiuni. În partea nord-vestică a bazinului, succesiunea, de la limita dintre Paleocen-Eocen, începe cu *Formaţiunea de Jibou* (Hofmann, 1879) formată din argile siltice vărgate, nisipuri roşiatice, pietrişuri şi conglomerate depuse în conuri aluviale (Jipa, 1994)), unitate litostratigrafică cu grosimi variabile (dar care pot ajunge până la 1.400 m), dispusă discordant peste fundamentul bazinului sau peste depozitele sedimentare ale Cretacicului superior (Bedelean et al., 1989; Baciu, 2003; Codrea şi Godefroit, 2008). În cadrul Formaţiunii de Jibou apar intercalate şi câteva intervale lacustre, considerate ca

membrii în cadrul acestei formațiuni (Dolomitul de Agârbiciu, Calcarul de Rona, Calcarul de Horlacea) (Rusu, 1995; Paucă, 1977a).

Odată cu ***Eocenul***, în Lutețian, are loc primul episod marin, astfel că Paleocenul și Eocenul bazal sunt dominate de conglomerate continentale, gresii și argile (Codrea și Dica, 2005; Krézsek și Bally, 2006). Sedimentele marine luteține se află dispuse deasupra celor continentale, tranziția între cele două domenii având loc gradat (Baciu, 2003).

Succesiunea este continuată de *Grupul de Călata* (Rusu, 1995 - Eocen, Lutețian superior – Priabonian inferior), care include mai multe unități litostratigrafice cu geneză marină: *Formațiunea de Foidaș* (Bombiță, 1984 - predominant evaporitică – gipsuri, anhidrite, dolomite, calcare, argile gri-verzui - , realizează tranziția de la continental la marin), *Formațiunea de Căpușu* (Popescu, 1978 - conține depozite marine fosilifere tipice), *Formațiunea de Mortănușa* (Bombiță și Moisescu, 1968 – acoperă întregul interval situat între partea superioară a Formațiunii de Căpuș și marnele cu *Ostrea* marcând partea inferioară a Calcarului de Viștea) (Filipescu, 2011). Această formațiune cuprinde următorii membrii: *Membrul de Inucu* (Mészáros și Moisescu, 1991 - unitate marină normală formată din depozite fine intercalate cu calcare bioclastice), *Calcarul de Văleni* (Rusu, 1987 – cuprinde depozite carbonatice bioclastice cu resturi de foraminifere, ostracode, bivalve, gastropode, echinide, alge coraligene, etc.) și *Membrul de Ciuleni* (Rusu, 1995 – format din depozite fine gri și gri-verzui cu intercalații de nisipuri și calcarenite bioclastice cu ostreide, pectinide, ostracode și foraminifere). În ariile Meseș și Preluca, Calcarul de Viștea (Răileanu și Saulea, 1956) suferă o schimbare litologică, trecând în Gresia de Racoți (Hofmann, 1879 - o unitate marină de apă puțin adâncă cu un bogat conținut fosilifer) (Baciu, 2003; Filipescu, 2011). Formațiunile din cadrul Grupului de Călata (Rusu, 1995), prima succesiune de sedimente paleogene depuse în Bazinul Transilvaniei, mai sunt cunoscute sub denumirea de *Seria marină inferioară* (Răileanu și Saulea, 1956).

În timpul Priabonianului (Eocen) secvența marină anterioară va fi întreruptă de un scurt episod continental, reprezentat prin *Formațiunea de Valea Nadășului* (Popescu, 1978) (în aria Gilău și partea nordică a ariei Preluca), care în arealul Meseș are ca echivalent *Formațiunea de Turbuța* (Hofmann, 1879; Mészáros, 1991; Popescu et al., 1995). În aria Gilău, în cadrul Formațiunii de Valea Nadășului se disting două secvențe (Popescu et al., 1978): una bazală nisipoasă, cu grosimi de 12 – 20 m, și alta superioară alcătuită din argile siltice roșii (cu intercalații de argile verzui, nisipuri, și microconglomerate), ce atinge grosimi de 50 – 70 m. La rândul ei, Formațiunea de Turbuța, cu o grosime de aproximativ 80 m, reprezintă o succesiune de argile cenușii-verzui și dolomicrite (Baciu, 2003). În cadrul acestei formațiuni au fost deosebite trei subdiviziuni neformale: pelite negre bituminoase și calcare cu moluște de apă dulce (2 – 10 m), argile albăstrui verzui și dolomicrite

nefosilifere cu intercalații ocazionale de argile roșii și lentile de ghips (60 – 70 m) și gipsuri și dolomicrite (5 – 40 m) (Popescu, 1984).

Ulterior episodului continental, partea nord-vestică a Bazinului Transilvaniei va fi iarăși acoperită de apele marine, care se vor menține în tot timpul Priabonianului superior și al Rupelianului inferior (Hosu, 1999). În aceste condiții, la limita dintre Eocen și Oligocen, unitățile litostratigrafice caracteristice sunt reprezentate prin *Formațiunea de Jebucu* (Bombiță, 1984)*, Calcarul de Cluj* (Hofmann, 1879) și *Formațiunea de Brebi* (Hofmann, 1879)*,* acestea făcând parte din cadrul celei de a doua succesiuni, de formațiuni marine paleogene, denumită *Grupul de Turea* (Rusu, 1995) sau *Seria marină superioară* (Răileanu și Saulea, 1956).

Formațiunea de Jebucu, cu o grosime de aproximativ 20 m, începe cu un facies evaporitic, caracterizat de prezența gipsurilor, la care se adaugă apoi argile verzi, marnocalcare cu *Anomia*, dolomicrite, calcare oolitice și argile negricioase (Baciu, 2003).

Calcarul de Cluj urmează în aria Gilău la partea superioară a Formațiunii de Jebucu, iar în aria Meseșului acoperă Formațiunea de Turbuța. Calcarul de Cluj debutează, în partea estică a ariei Gilău, cu un nivel marnocalcaros cu *Vusella* și *Anomia* de 3 – 5 grosime, ce trece în vest în calcarenite (Popescu et al., 1978). Peste acestea urmează un orizont lumașelic (1 – 3 m grosime), apoi, la partea superioară, calcarenite cu intercalații marnoase subțiri, cu grosime de 10 – 25 m (Baciu, 2003). În arealul Preluca unitatea litostratigrafică echivalentă este partea inferioară a Calcarului de Cozla (Răileanu și Saulea, 1956).

Formațiunea de Brebi (Hofmann, 1879) cunoscută în ariile Gilău și Meseș, se dezvoltă pe grosimi de 50 – 70 m, sub forma unui pachet pelitic-carbonatic.

Comparativ cu situația din partea nord-vestică a Bazinului Transilvaniei, în sud-vest ea a fost mult mai simplă sub aspect stratigrafic (Meszaros et al., 1969; Băluță, 1972, 1973; Codrea și Dica, 2005). Dintre formațiunile existente în această parte a bazinului se remarcă *Formațiunea de Șard*, a cărei parte superioară se presupune că implică și depozite cenozoice (Codrea et al., 2010).

Ceea ce este însă extrem de evident se referă la ingresiunea marină din zona Alba-Iulia, care deși nu implică depozite deosebit de groase, documentează clar atât Priabonianul cât și baza Rupelianului, prin *Formațiunea de Ighiu* (Moisescu și Meszaros, 1995). Peste această formațiune, conform autorilor citați, urmează o stivă de depozite continentale în facies de red-bed, care este lipsită de fosile, care să permită detalieri stratigrafice. Ea este însă acoperită de depozite marine miocen inferioare cu ostreidae, caracteristice pentru Acvitanian, care formează *Formațiunea de Sântimbru* (Codrea și Dica, 2005).

În sud-estul bazinului eocenul se întâlnește pe Valea Homorodului, unde se caracterizează printr-o alternanță de bancuri metrice de nisipuri cenușii-gălbui, cimentate cu bancuri de conglomerate mărunte, cu elemente predominante de

șisturi cristaline și intercalații de gresii calcaroase și marne nisipoase subțiri (Ciupagea et al., 1970).

Depozite eocene se întâlnesc și la Turnu Roșu (Porcești), la sud-est de Sibiu, unde chiar dacă ocupă suprafețe restrânse, sunt rezemate pe flancul nordic al cristalinului Munților Făgăraș, formând un monoclin cu căderi spre nord (Ciupagea et al., 1970). În seria eocenă de la Turnu Roșu se includ gresii, calcare conglomeratice și marne cenușii-negricioase, în care se găsesc exemplare de numuliți de talie mică (Ilie, 1958).

De asemenea, eocenul a fost întâlnit în sondele de la Pogăceaua, Miheș, Lujerdiu, Bădești, Dârja și Vima, unde prezintă grosimi variabile, cuprinse între 100 și 750 m, și este reprezentat printr-un complex de marne vărgate și conglomerate poligene în bază, peste care au fost depuse marne cenușii, argile roșcate cu intercalații de gresii și calcare (Ciupagea et al., 1970). O altă categorie de sonde, care au interceptat eocenul, pe grosimi cuprinse între 100 și 870 m, sunt cele din jumătatea sudică a Bazinului Transilvaniei (Aiud, Copșa Mică, Cenade, Șeica, Ruși, Șalcău, Daia Sibiului, Nucet și Mercheașa) (Ciupagea et al., 1970); după sursa citată el este reprezentat prin argile roșietice în bază și calcare grezoase de tip Porcești, cu numuliți și moluște la partea superioară.

Oligocenul se prezintă îndeosebi sub forma unei succesiuni de conglomerate, gresii, cărbuni și șisturi bituminoase, în cadrul căreia, pentru partea nord-vestică a bazinului, dintre formațiunile mai importante, se remarcă cele care vor fi prezentate în continuare. *Formațiunea de Mera* (Koch, 1880) este formată din calcare bioclastice, gresii, argile, marne și nisipuri. În arealele marginale, la baza acestei formațiuni s-a depus *Calcarul de Hoia* (Hofmann, 1879) format în principal din packstone fosilifer. Formațiunea de Mera este echivalentă cu *Calcarul de Cozla* Răileanu și Saulea, 1956), cu *Calcarul de Ciglean* (Rusu și Drăgănescu, 1976), cu *Formațiunea de Cuciulat* (Mateescu, 1938 – alcătuită din marne, calcare, argile cu cărbuni etc.), cu *Formațiunea de Ciumărna* (Rusu, 1970), *Formațiunea de Curtuiuș* (Koch, 1880 – care are în componență argile, marne și nisipuri dispuse alternant, cu intercalații de cărbuni și lumașele toate acestea putând ajunge la grosimi de 25 m), cu *Formațiunea de Moigrad* (Rusu, 1970), care se prezintă sub forma unor alternanțe de argile siltice roșii, corpuri lenticulare de nisipuri, gresii și microconglomerate și poate ajunge la grosimi de 200 m și cu *Formațiunea de Ciocmani* (Hofmann, 1883).

Peste Formațiunea de Moigrad se dispun *Formațiunea de Creaca* (Rusu, 1970) alcătuită îndeosebi din gresii, cu grosime maximă de 10 – 12 m, *Formațiunea de Bizușa* (Dumitrescu, 1957), care are în constituția sa marne cenușii-albicioase, cu intercalații arenitice) și *Formațiunea de Dolheni* (Rusu, 1977). *Formațiunea de Dâncu* (Rusu, 1972), formată din sedimente argilo-marnoase cu intercalații de cărbuni, cu grosimi cuprinse între 2 și 15 m, este urmată, la partea superioară de *Calcarul de Gruia* (Rusu, 1989) ce reprezintă o succesiune de gresii și nisipuri, cu

intercalații lumașelice, cu grosimi de 20 – 25 m). *Formațiunea de Ileanda* (Hofmann, 1879), specifică în arealele Meseș și Preluca (unde este echivalentă următoarei formațiuni), este reprezentată de șisturi argiloase bituminoase. *Formațiunea de Gruia* (Rusu, 1989) se prezintă sub forma unei succesiuni de gresii și nisipuri, cu intercalații lumașelice lenticulare sau stratiforme (Baciu, 2003), a căror grosime maximă ajunge la 55 – 60 m). *Gresia de Var* (Răileanu și Saulea, 1956) este formată din gresii caolinitice, cu grosimi de până la 80 m, care în Masivul Preluca se transformă în gresiile cuarțitice-calonitice ale *Formațiunii de Valea Almașului* (Răileanu și Saulea, 1956), care se prezintă sub forma unei alternanțe de argile roșii, marne, nisipuri și pietrișuri, la care se adaugă și intercalații cu cărbuni. De asemenea, Gresia de Var poate fi considerată echivalentă și *Formațiunii de Buzaș* (Dumitrescu, 1957), ce conține roci arenitice, reprezentate de gresii marnoase, nisipuri, gresii calcaroase, a căror grosime poate ajunge la 400 m; în aria Preluca și cu deosebire în împrejurimile Vimei, această formațiune este echivalentă cu *Formațiunea de Vima* (Lăzărescu, 1957) care este una predominant marnoasă. *Formațiunea de Cuzăplac* (Moisescu, 1972) are grosimi ce ajung la 100 m, în componența ei intrând nisipuri, argile și pietrișuri dispuse alternant. *Formațiunea de Cubleșu* (Moisescu, 1972) reprezintă o alternanță de marne și argile cu intercalații de cărbune brun și lumașele, cu gromi de 30 – 35 m. Ultima dintre formațiuni încheie succesiunea oligocenă și face trecerea la Miocen. Toate aceste formațiuni nu exprimă altceva decât alternanțe continental-marine, în anumite situații cu aporturi salmastre (Rusu, 1989; Filipescu, 2001).

În extremitatea sud-estică a bazinului, oligocenul se întâlnește la Șinca Nouă, unde este transgresiv, peste cristalinul Munților Făgăraș sau peste senonian; în componența lui intră șisturi argiloase, slab bituminoase, marne șistoase cenușii-cafenii, cu intercalații de gresii cuarțitice (Ciupagea et al., 1970). Referitor la Oligocen, interesant este că sondele săpate, la sud de linia Turda – Deda, nu l-au întâlnit (Ciupagea et al., 1970), fapt care demonstrează că marea oligocenă a înregistrat o retragere importantă, datorită exondării teritoriului de la sud de această limită. Cu toate acestea, ivirile de oligocen existente în extremitățile sud-vestice și sud-estice ale bazinului, sunt atribuite culoarelor de legătură din estul Munților Apuseni și vestul Carpaților Orientali, pe unde apele mării oligocene au putut comunica cu exteriorul bazinului (Ciupagea et al., 1970).

Pe durata sedimentării depozitelor oligocene și eocene, Bazinul Transilvaniei a fost în permanentă legătură cu partea de nord a Bazinului Panonic și cu Bazinul Maramureșului (Ciupagea et al., 1970). Autorii citați, menționează că, după depunerea oligocenului a urmat o fază de cutare, ale cărei efecte sunt vizibile în cutele de pe marginea de nord a bazinului transilvan, urmată apoi de o fază de exondare și eroziune, motiv pentru care oligocenul a dispărut de pe arealele ridicate.

Miocen inferior. În timpul acestuia, datorită mișcărilor transpresionale în lungul aliniamentului Mid Hungarian Line, extremitatea nordică a blocului Alcapa (Balla, 1987) este șariată peste blocul Tisza-Dacia (Csontos et al., 1992; Csontos, 1995). Se formează astfel un bazin flexural (De Broucker et al., 1998; Gyorfi et al., 1999), care este umplut de faciesuri fandeltaice grosiere miocen inferioare.

Miocenul inferior este caracterizat de prezența formațiunilor de facies continental, marin, precum și de tranziție, ele apărând la zi, îndeosebi în partea nord-vestică a bazinului (Filipescu, 2005).

În Bazinul Transilvaniei Miocenul debutează cu un ciclu de sedimentare distinct, cuprins în intervalul dintre Eggenburgian – Ottnangian (Acvitanian/Rupelian). În cadrul acestuia cele mai importante formațiuni sunt: Formațiunea de Sâncraiu, Formațiunea de Dealu Cotului, Formațiunea de Coruș, Formațiunea de Chechiș și Formațiunea de Hida.

În arealul Gilău, *Formațiunea de Sâncraiu* (Moisescu, 1975) formată din argile roșii și *Formațiunea de Dealu Cotului* (Moisescu, 1975) cu gresii ce conțin cărbuni, sunt considerate primele unități litostratigrafice miocene (Filipescu, 2011).

Formațiunea de Coruș (Hauer și Stache, 1863) este următoarea unitate litostratigrafică, de vârstă eggenburiană care apare ca un termen puternic transgresiv, de natură marină. După Balintoni et al., (1998), aceste depozite s-ar fi depus după încălecarea produsă de-a lungul faliei Meseșului, care ar fi intra-acvitaniană. În cadrul Formațiunii de Coruș sunt prezente gresii, nisipuri cu slabe intercalații argiloase și conglomerate, a căror grosime poate ajunge la circa 80 m (Ciupagea et al., 1970).

Transgresiunea Formațiunii de Coruș a fost urmată de o etapă marină (în timpul căreia bazinul a câștigat în batimetrie), care este dovedită de *Formațiunea de Chechiș* (Hofmann, 1879), în facies marnos, extrem de bogată în nevertebrate mici de tipul foraminiferelor, ostracodelor, crustaceelor, briozoarelor etc. (Popescu et al., 1995), la care se adaugă nanoplanctonul calcaros (Meszaroș et al., 1991). În componența ei intră argile compacte, argile siltice, gresii etc.

Miocenul Inferior are ca limită superioară în bazin *Formațiunea de Hida* (Hofmann, 1879; Koch, 1900), care apare ca un termen puternic regresiv (Popescu, 1975), dominat de conglomerate grosiere. După Mészároș (1991) ea revine Ottnangianului, pe bază de nanoplancton calcaros. Formațiunea de Hida, spre deosebire de precedentele, ocupă suprafețe considerabile în partea de nord-vest a bazinului, unde ajunge la grosimi de 1.000 m; depozitele sunt dezvoltate în facies de molasă și cuprind marne și gresii, dispuse alternant cu intercalații lenticulare de conglomerate (Ciupagea et al., 1970). Depozite de aceeași vârstă, cu Formațiunea de Hida, se întâlnesc și la nord de Dej și Beclean, de unde se continuă până la est de Năsăud, dar în facies mai grosier (Ciupagea et al., 1970). De asemenea, ele se întâlnesc și la sud-est de Bistrița, extinzându-se spre rama estică a bazinului, unde

au fost întâlnite pe o grosime de 1.000 m, în sonda de la Stânceni; în componența lor, de această dată se remarcă prezența gresiilor cenușii verzui, cu intercalații de argile și conglomerate, peste care urmează o serie nisipoasă cu intercalații de conglomerate (Ciupagea et al., 1970).

În partea nord-estică a bazinului, miocenul inferior, alcătuit din argile negricioase cu intercalații de gresii și conglomerate, este mai puțin reprezentativ, cu toate că are pe alocuri grosimi de 800 – 900 m (Ciupagea et al., 1970).

În sud-estul bazinului, depozite miocene, de vârstă burdigaliană, se întâlnesc la contactul cu Munții Perșani, unde sunt dispuse deasupra argilelor oligocene și au în componență argile și marne cenușii, cu intercalații subțiri de gresii (Ichim, 1958).

În partea meridională a bazinului, la sud-est de Sibiu, mai precis în sectorul Sebeșul de Sus, depozitele miocene, tot de vârstă burdigaliană, sunt dispuse transgresiv, fie peste formațiunea eocenă de la Porcești, fie peste șisturile cristaline ale Munților Făgăraș (Ciupagea et al., 1970). Conform sursei citate, în baza succesiunii litologice este prezentă o brecie, alcătuită din roci cristalofiene cu ciment argilos nisipos, peste care sunt dispuse marne cenușii cu intercalații subțiri de nisipuri și marne nisipoase; în complexul marnos au fost identificate mai multe niveluri de tufuri, cu grosimi între 0,50 și 0,80 m, dar a căror compoziție mineralogică diferă de cea a tufurilor badeniene (Perșani și Tălmaciu).

În centrul Bazinului Transilvaniei, miocenul inferior a fost întâlnit în sondele de la Bunești-Gherla, Dârja, Lujerdiu, Sic, Puini, Mociu, Miheș, Stupini, Ucea etc., având în componență conglomerate roșietice, marne și gresii cenușii și brune (Ciupagea et al., 1970).

Depozite specifice Miocenului inferior au fost interceptate în partea centrală a bazinului, de către sondele de la Bistrița, Dârja, Lujerdiu, Sic, Puini, Sucutard, Stupini, Căianu, Giubercu, Miheș, Mociu, Sărmaș, Filitelnic, Sânmiclăuș, Mica, Bratei, Beșa, Cenade, Șeica, Ruși, Alămor etc.; el este reprezentat printr-un complex marno-argilos, cu intercalații de nisipuri, gresii și rar pietrișuri (Ciupagea et al., 1970).

Grosimea sedimentelor, care alcătuiesc succesiunea miocen-inferioară, scade începând din nordul bazinului, unde ajunge la valori de 1.000 m, spre sud, unde valorile tind spre zero (Krézsek și Bally, 2006).

Miocen mediu-superior. În acest interval, arealul intra-carpatic a reprezentat zona de back-arc a subducției carpatice (Horvath și Royden, 1981; Burchfiel și Royden, 1982; Csontos et al., 1992; Csontos, 1995; Horvath, 1993; Tari, 1994), la nivelul căruia s-au generat mai multe bazine sedimentare cu evoluții tectonice și sedimentare distincte. În categoria acestora se include și Bazinul Transilvaniei, el evoluând sub un câmp compresional regional (Krézsek, 2005). Subsidența majoră, care a afectat Bazinul Transilvaniei, se produce începând din Badenianul superior (Krézsek, 2005), ea având o rată mult mai mare, comparativ

cu cea care se bănuieşte că s-ar fi desfăşurat în Badenianul inferior, dar al cărei origine şi extensiune este mai puţin clară (Crânganu şi Deming, 1996; Ciulavu, 1999; Huismans, 1999; Sanders, 1999).

În afara evenimentelor tectonice regionale, depozitele sedimentare post-badeniene au fost influenţate, la nivel local, de tectonica sării (Vancea, 1960; Ciupagea et al., 1970, Săndulescu, 1984).

Miocenul mediu debutează odată cu ***Badenianul***, ale cărui formaţiuni s-au depus peste un fundament neregulat, care înaintea transgresiunii a fost relativ intens erodat, motiv pentru care a dobândit o heterogenitate avansată (Ciupagea et al., 1970). Aceasta s-a dovedit importantă pentru evenimentele care au urmat, deoarece a influenţat inclusiv diapirismul sării badeniene.

Primele depozite care acoperă întregul bazin sunt cele badeniene, aparţinând *Grupului de Câmpie* (Koch, 1884). Ele ating un maxim de 3.000 m grosime în partea centrală a bazinului. Acesta cuprinde trei unităţi distincte: tufuri dacitice cu foraminifere planctonice în partea inferioară, depozite cu sare la partea mediană şi argile şi tufuri în partea superioară. Toate acestea reprezintă unităţile litostratigrafice miocen medii din Bazinul Transilvaniei (Filipescu, 2011)

În cadrul Miocenului mediu se includ conglomerate fan deltaice şi depozite de facies marin, cu orizonturi de tuf (Krézsek şi Bally, 2006), cunoscute sub denumirea de *Formaţiunea de Dej*, la care se adaugă materiale evaporitice reprezentate de sare şi gips, care prin particularităţile lor dau nota de specificitate a badenianului.

Orizontul de tufuri dacitice începe în multe situaţii cu conglomerate, care apar pe suprafeţe extinse, la nord de Culoarul Someşului Mare (Cuzdrioara, Mihăieşti, Giurgeşti, Dobric etc.) şi sudul bazinului, între Perşani şi Cisnădie (Ciupagea et al., 1970). Prezenţa conglomeratelor, cu grosimi de peste 100 m, la partea inferioară a Badenianului, pe rama sudică a bazinului, reprezintă una din consecinţele amplelor ridicări, suferite de Carpaţii Meridionali, în timpul fazei stirice (Ciupagea et al., 1970). Spre interiorul bazinului, conform autorilor citaţi, pe măsura îndepărtării de aria sursă, conglomeratele sunt înlocuite cu gresii şi argile marnoase, cu intercalaţii de nisipuri şi calcare, aşa cum este în cazul sondelor de la Aiud, Alămor, Nucet şi Săsăuş.

Primul episod badenian debutează aşadar, cu ceea ce revine bazei *Grupului de Câmpie* (Koch, 1884; Filipescu, 2001) şi anume *Formaţiunii de Dej* (Popescu, 1970). Ea mai este cunoscută şi sub denumirea de *Complexul Tufului de Dej* (Moisescu şi Popescu, 1967), ceea ce indică existenţa unui important eveniment magmatic şi cineritic, dovedit de o serie de tufuri şi tufite, depuse în general sub forma unor bancuri metrice, precum şi argile şi silturi; toate acestea au fost depuse între conglomeratele din partea superioară a Formaţiunii de Hida şi formaţiunile evaporitice (Filipescu, 2011). Aceste tufuri sunt de natură dominant riodacitică şi formează un reper stratigrafic esenţial cu extensie bazinală. Tuful de Dej este

asociat tectogenezei stirice noi, centrele de erupţie rămânând chiar şi astăzi destul de puţin deslușite. Totuşi, şi în condiţiile unor asemenea incertitudini, ne putem gândi la existenţa unor fracturi peri-bazinale, care pe de o parte au conturat bazinul, iar pe de altă parte au putut constitui căi de acces pentru materialul magmatic din profunzime către suprafaţă (Mârza şi Mészároș, 1991). Acestor fracturi peri-bazinale, conform sursei citate, li se adaugă o serie de fracturi intra-bazinale, cum este de exemplu cea asociată fracturii G9, care de asemeni, poate fi suspectată ca focar important pentru materialul magmatic.

Procesele geologice şi geomorfologice au determinat ca Tuful de Dej să apară în aflorimente, el putând fi observat între Colibița, Dej, Cluj-Napoca, Mera și Iara în zona nord-vestică sau între Șinca Veche, Comăna de Sus și Avrig-Tălmaciu în zonele sud sud-estice (Mârza și Mészároș, 1991). Amploarea deosebită a evenimentelor cineritice, care au generat Tuful de Dej, este dovedită și de prezența unor echivalenți ai acestuia, în bazinele neogene limitrofe celui transilvan. În aceste teritorii, tufurile au primit denumiri locale precum Tufurile de Ortelec, Mirșid și Chilioara (în Bazinul Șimleu), Benesat - Valea Chioarului (în Bazinul Băii Mari) ori de Ocna Șugatag (în Bazinul Maramureș), de unde se continuă și în Ucraina trans-carpatică sau în Slovacia orientală. Mai trebuie menționat că acest tuf își are echivalent și la exteriorul Carpaților, în așa numitul Tuf de Slănic, care deschide succesiunea Badenianului în avanfosa carpatică.

Tuful de Dej, în locul său tipic de apariție și anume masivul eruptiv de la Ciceu, are în componență roci piroclastice de curgere de tipul ignimbritelor. Acest tuf conferă faciesul dominant, din sectorul Măgura Ciceului – Dealul Cetății, ignimbritele fiind în general slab sortate și exprimând o vagă stratificare dobândită în timpul proceselor de curgere (Seghedi și Szacacs, 1991). Culoarea acestor roci este cenușiu albicioasă, uneori cu tendințe verzui, ele fiind formate din cristaloclaste, ponce, litoclaste reunite de o matrice sticloasă.

În cadrul acestei formațiuni Popescu (1970) a separat *Membrul de Ciceu-Giurgești* alcătuit din conglomerate urmate de argile siltice și tufuri. La nivel strict local, spre topul succesiunii Formațiunii de Dej, se dezvoltă și un echivalent lateral algal bioclastic calcaros, care poate fi urmărit pe marginea vestică a bazinului între Arieș și Ampoi numit *Formaţiunea de Gârbova* (Filipescu, 1996).

Referitor la vârsta entităților stratigrafice amintite, ele pot fi atribuite Badenianului inferior (Moravian, Langhian) (Mészároș et al., 1991; Mészároș și Șuraru, 1991).

Tuful de Dej, prin grosimea și continuitatea sa, reprezintă un bun reper stratigrafic pentru descifrarea geologiei Bazinului Transilvaniei, atât la suprafață, cât și în profunzime, în cadrul sondelor care l-au traversat (Ciupagea et al., 1970).

După terminarea depunerii formațiunilor cu tuf, specifice badenianului bazal, sedimentarea în bazin s-a modificat radical, urmând o etapă în care s-au

depus evaporite, cuprinse în *Formaţiunea de Ocna Dejului* (Mészároş, 1991), respectiv *Formaţiunea de Cheia* (Filipescu, 1996). Dintre acestea prima are o extensie cu totul şi cu totul deosebită, formând practic o placă groasă în bazin, în timp ce a doua are o întindere mult mai mică, ea putând fi urmărită strict între Tureni şi Cheia (Ghergari et al., 1991), Pietroasa şi Podeni (Filipescu, 1992) şi Lopadea Veche (Pánaj-Vajna, 1910).

Depozitele evaporitice au fost depuse într-un bazin adânc, dar deshidratat, fiind posibil ca grosimea depoziţională a sării să fi fost de aproximativ 300 m (Krézsek şi Filipescu, 2005; Krézsek şi Bally, 2006). Faciesurile evaporitice din Badenianul mediu – Formaţiunea de Ocna Dejului (Mészáros, 1991) şi Formaţiunea de Cheia (Filipescu, 2005), constituie un reper stratigrafic important, el evidenţiind scăderile nivelului marin, asociate schimbărilor paleogeografice regionale (Filipescu, 2005).

Formaţiunea de Ocna Dejului se referă la depozite de sare gemă, ce pot atinge grosimi de câteva sute de metri, care au secţiunea tip la Dej. Şi în acest caz, depozitele de sare din Transilvania au echivalent şi în avanfosa Carpaţilor, unde este prezentă *Formaţiunea de Ocnele Mari* (Drăgănescu, 1997).

În afara secţiunii tip de la Ocna Dej, sarea gemă se întâlneşte şi în alte locaţii din Bazinul Transilvaniei, cum sunt cele de pe marginea acestuia, unde tendinţele diapire ale sării s-au manifestat mult mai evident, comparativ cu sectoarele interne. Dintre locaţiile cu apariţii ale sării se remarcă cele de la: Cojocna, Turda, Ocna Mureş, Ocna Sibiului, Sovata, Praid, Figa, Sărăţel etc.

Legate de prezenţa sării sunt procesele diapire, care s-au manifestat diferenţiat, în funcţie de poziţia pe care acumulările de sare au avut-o în interiorul bazinului. Astfel, în sectoarele centrale a putut fi consemnat un diapirism atenuat de tip saltpillow, în timp ce spre marginile bazinului, acolo unde acoperirea litostatică a fost mai redusă, fiind permise în consecinţă descărcări de presiune, sarea s-a manifestat diapir mult mai accentuat (Ciupagea et al., 1970; Krészek şi Filipescu, 2005; Krészek şi Bally, 2006). Procesele diapire, determinând formarea cutelor şi domurilor, au influenţat într-o manieră specifică tectonica depozitelor de la partea superioară a orizontului de sare.

În Badenianul superior (Kossovian), după încetarea procesului de depunere a sării, din Badenianul mediu (Wielician), se remarcă apariţia unor depozite în general terigene, care ar reveni unor formaţiuni precum *Formaţiunea de Pietroasa* (Filipescu, 1996 - preponderent argiloasă). Aşadar, peste depozitele de sare sedimentarea a continuat cu argile brune, marne negricioase, marne cenuşii, marne şistoase, cu rare eflorescenţe de sulf, intercalaţii de nisipuri, gresii şi tufuri, a căror grosime creşte de la vest către est, datorită aportului semnificativ de sedimente provenite din erodarea Carpaţilor Orientali, afectaţi de mişcări de ridicare (Ciupagea et al., 1970).

Finalul Badenianului este marcat printr-un eveniment cineritic, materializat prin Tuful de Borşa-Apahida (Ciupagea et al., 1970; Mârza şi Mészároş, 1991). Acest tuf, care practic separă Badenianul de Sarmatian, este un nivel marker important, care se poate urmări în special în vestul BazinuluiTransilvaniei, în regiunea tip cuprinsă între Borşa şi Cojocna (Ciupagea et al., 1970). În partea sudică a bazinului se evidenţiază o descreştere importantă a Badenianului superior, de la peste 1.500 m în est, până la grosimi de sub 10 m în vest (Krészek et al., 2010).

Pe lângă sectorul de apariţie la zi, unde a fost descris pentru prima dată, şi anume în partea nord-vestică a bazinului de sedimentare (aproximativ de la Cluj-Napoca până la Beclean), Badenianul mai aflorează şi în alte locuri (Ciupagea et al., 1970): între Turda şi Teiuş (pietrişuri, conglomerate, marne, argile, gipsuri etc.), între Sebeş şi Apoldul de Sus (marne tufacee, marne negricioase cu eflorescenţe de gips), la Cisnădie (marne nisipoase cu intercalaţii de tufuri dacitice subţiri, marne albe calcaroase), la Cârţişoara (şisturi argiloase, stratificate cu eflorescenţe dese de sulf, în bancuri masive), în sud-estul bazinului, în sectorul Homorod (bancuri de nisip cu intercalaţii de marne cenuşii, lespezi de gresii, trovanţi, tufuri dacitice etc.).

Referitor la Badenian, se poate concluziona că el corespunde uneia dintre cele mai semnificative faze de transgresiune neozoică, care a condiţionat depunerea sedimentelor de această vârstă, până departe de marginile actuale ale bazinului (Ciupagea et al., 1970). Ulterior depunerii, conform sursei citate, depozitele au fost supuse, pe mari suprafeţe, unei eroziuni intense, fapt care a determinat dispariţia lor completă, în unele sectoare situate pe blocurile mai ridicate din vecinătatea ramei bazinului.

Tot în cadrul Miocenului mediu se remarcă ***Sarmaţianul***, el având la partea inferioară depozite argiloase, prevăzute cu intercalaţii subţiri de nisipuri şi tufuri. Acestea sunt continuate cu depozite siliclastice marine (Sarmaţian inferior şi mediu), depozite de facies recifal şi deltaic, reprezentate prin conglomerate, gresii şi şisturi (Sarmaţian superior) (Krézsek şi Filipescu, 2005). Grosimea lor creşte începând din nord-vestul bazinului, unde grosimea ajunge la valori de câteva sute de metri, spre sud-est unde înregistrează peste 2.000 m (Krézsek şi Bally, 2006).

Depozitele sarmaţiene apar la suprafaţă în două sectoare orientate nord-est – sud-vest (fig. 3. 4). Unul dintre sectoare este situat la nord de Culoarul Mureşului şi se extinde între Luduş şi Bistriţa, iar celălalt în sud-estul bazinului, începând de la Odorheiul Secuiesc până la Sibiu. De asemenea, pe suprafeţe relativ reduse Sarmaţianul apare între Târgu Mureş şi Gurghiu, în apexul domurilor Deleni, Cetatea de Baltă şi Bazna (argile şi nisipuri, cu intercalaţii de tufuri), între Blaj şi est de Şeica Mare şi în arealul Apold – Sebeş (Ciupagea et al., 1970). De remarcat că Sarmaţianul atinge grosimea maximă, de aproximativ 1.500 m, în partea centrală a bazinului, între Culoarul Mureşului şi Culoarul Târnavei Mari, unde fiind acoperit de Pannonian a fost protejat contra eroziunii (Ciupagea et al., 1970).

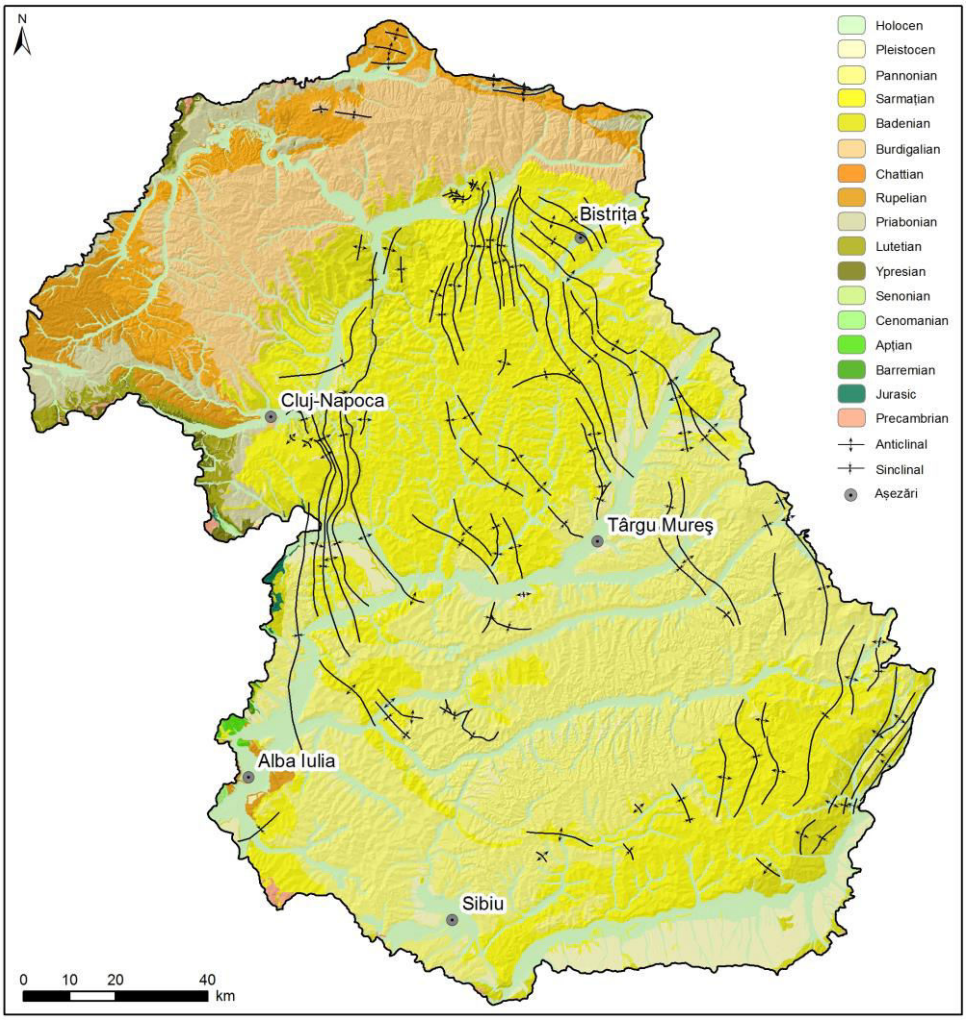


Fig. 3. 4. Harta geologică a Bazinului Transilvaniei

La modul general, Sarmațianul este reprezentat printr-o alternanță de marne și nisipuri, cu intercalații de gresii și tufuri dacitice, la care se adaugă marne cu intercalații de nisipuri. Nisipurile se întâlnesc în general la partea superioară a Sarmațianului, unde formează bancuri de 10 – 60 m grosime, separate de pachete de marne compacte, cu grosimi de 30 – 120 m (Ciupagea et al., 1970); conform sursei citate partea inferioară a sarmațianului este în general marnoasă. Sub aspect litologic, pentru Sarmațian mai sunt caracteristice: intercalațiile de tufuri vulcanice; intercalații subțiri, centimetrice de calcare dolomitice; intecalații de marne șistoase cu filme albe (sunt specifice pentru partea superioară a formațiunii); intercalații cu conglomerate (în sud-estul, sud-vestul și nordul depresiunii); atât orizonturile cu

marne, cât şi cele cu nisipuri, prezintă resturi de plante incarbonizate şi pe alocuri chiar straturi de lignit, indicând o depunere în ape puțin adânci (Ciupagea et al., 1970). Conform sursei citate, nisipuile sunt prezente îndeosebi la partea superioară a Sarmațianului, unde formează bancuri de 10 – 60 m grosime, separate prin pachete de mane, cu grosimi cuprinse între 30 şi 120 m. Pe baza datelor furnizate de sonde s-a stabilit în cadrul Sarmațianului o trecere de la un facies pelitic vestic, la unul pelitic-psamitic, caracteristic părții centrale a bazinului (aliniamentul Bistrița-Sighişoara-Agnita), după care spre est scade procentul psamitic până la 30% (Ciupagea et al., 1970). Creşterea procentului psamitic, de la vest la est, se datorează aportului de material, provenit din Carpații Orientali nordici, în care mişcările de ridicare şi, în consecință, intensitatea eroziunii era superioară, comparativ cu Munții Apuseni, care se ridicau mai lent (Ciupagea et al., 1970).

Depozitele sarmațiene se află în continuitate de sedimentare cu cele badeniene. Dintre tufurile vulcanice, importante pentru partea bazală a Sarmațianului (Volhinian), sunt de remarcat cele de: Hădăreni, Ghiriş şi de Sărmăşel.

Tuful de Hădăreni (Vancea, 1929) este unul extrem de reprezentativ, prin grosime, aflorimentul clasic găsindu-se în Dealul Brâul Alb de la Hădăreni, unde acest tuf apare chiar deosebit de contrastant prin culoarea albicioasă, datorată fenomenelor de alterare; el este foarte bentonitizat (dominat de montmorillonit şi beidelit), iar la partea sa superioară este dominat de aporturi vitroclastice.

Importanța stratigrafică a Tufului de Ghiriş, considerat inițial ca limită între Sarmațian şi Buglovian, s-a diminuat odată cu pierderea semnificațiilor Buglovianului în Bazinul Transilvaniei.

La rândul său, Tuful de Sărmăşel (Vancea, 1929) este unul de culoare albicioasă, cu aspect cretos şi structură pelitică aleuritică, vitroclastic, intens zeolitizat şi probabil de natură dacitică (Mârza şi Mészároş, 1991). Tufurile sarmațiene au caracter andezitic şi sunt puse pe seama erupțiilor andezitice din Munții Căliman, Gurghiu şi Harghita, care au avut un caracter predominant bazic (Ciupagea et al., 1970).

Depozitele volhiniene (Sarmațian inferior) au fost delimitate în vestul bazinului sub denumirea de *Formaţiunea de Iris* (Filipescu, 1999), respectiv *Formaţiunea de Dobârca* în sudul bazinului (Lubenescu, 1981). În vreme ce Formaţiunea de Iris se rezumă strict la Sarmațianul bazal, Formaţiunea de Dobârca acoperă un interval mai larg, care ar acoperi întregul Sarmațian ss. şi chiar o parte din baza Pannonianului (Filipescu, 1999). În Formaţiunea de Dobârca s-ar găsi intercalate Tufurile de Turda, Hădăreni şi Ghiriş (Popescu et al., 1995).

Partea superioară a Sarmațianului, din partea de vest a bazinului, este reprezentată de către *Formațiunea de Feleac* (Koch, 1884), care după Filipescu (2001) se dispune deasupra Formațiunii de Iris (Filipescu, 1999) (în vestul bazinului). Nu de aceeaşi părere sunt Popescu et al., (1995) care o privesc oarecum diferențiat,

ca îndințare cu topul Formațiunii de Dobârca. Formațiunea de Feleac se evidențiază prin prezența unor depozite dominate de arenite grosiere și medii, care prin diageneză generează trovanți. Ei apar frecvent pe suprafața terenului fiind degajați din nisipurile înconjurătoare prin eroziune diferențiată. Geneza acestor concrețiuni pornește de la un nucleu, care poate fi reprezentat fie de un litoclast, fie de un rest organic, de obicei o cochilie de moluscă, dar și de resturi ale unor vertebrate, cum ar fi de exemplu vertebra de cetaceu (delfinid) semnalată de Codrea (2008).

În aflorimentul tipic de la Feleac, de pe Valea Căprioarei, poate fi urmărită o succesiune în care apar nisipuri, gresii, conglomerate, pietrișuri, la care se adaugă intercalații rare de argile vineții (Filipescu, 2011).

Pe marginea nord-estică a bazinului depozitele sarmațiene, alcătuite din conglomerate, marne, gresii și nisipuri, ajung până în apropierea eruptivului Munților Căliman și Gurghiu (Ciupagea et al., 1970).

Sarmațianul din partea centrală a bazinului, suprapus în general Câmpiei Transilvaniei, are în componență marne cenușii-vineții, cu intercalații de nisipuri și uneori conglomerate nisipoase, așa cum este la Șincai și Sărmășel (Ciupagea et al., 1970). De asemenea, autorii citați menționează că, depozitele din Câmpia Transilvaniei au numeroase orizonturi de tuf, dintre care se remarcă Tuful de Zau, Tuful de Sărmășel și Tuful de Șincai.

În extremitatea vestică a bazinului, în sectorul Cojocna – Turda – Aiud depozitele sarmațiene sunt alcătuite din marne cenușii, argile cenușii-gălbiu, gresii, nisipuri și calcare dolomitice, la care se adaugă intercalații de tufuri cu grosimi de 1 – 1,5 m, așa cum este cel de Urca și Gorgan (Ciupagea et al., 1970).

În sectorul Ocnișoara – Blaj depozitele sarmațiene sunt alcătuite din alternanțe de marne, nisipuri și gresii dure cu intercalații de tufuri (Ciupagea et al., 1970).

În sud-vestul bazinului, Sarmațianul are în componență marne, nisipuri și conglomerate.

În partea sudică a Bazinului Transilvaniei, în Volhinian (Sarmațian inferior) se observă o serie de depozite, inițial de apă puțin adâncă (nisipuri de shoreface la Dobârca, gresii ale șelf-ului intern la Merești sau marne de șelf extern la Dacia și Dobârca), contemporane unor conuri turbiditice, care se acumulau spre centrul bazinului. Partea superioară a Volhinianului are în componență depozite de conuri deltaice, gresii de tip shoreface, precum și unele gipsuri lagunare, așa cum sunt cele de la Daia Română. În centrul bazinului sedimentarea se desfășura neschimbat (Krészek et al., 2010). Tot în partea de sud a bazinului, Sarmațianul este bine reprezentat între Veștem și Sibiu, unde apare sub formă de marne vinete compacte, cu intercalații de calcare dolomitice și tufuri subțiri, peste care urmează o alternanță de pietrișuri cu conglomerate, cu grosime de 100 m, așa cum este în cazul confluenței Cibinului cu Hârtibaciu (Ciupagea et al., 1970).

De asemenea, în sudul Transilvaniei, partea superioară a Sarmaţianului cuprinde mai multe ambianţe, între care unele de apă puţin adâncă (shoreface), iar altele de apă adâncă, îndeosebi în sectoarele aflate spre interiorul bazinului, unde s-au acumulat conuri turbiditice (Krészek et al., 2010). Şi în acest caz, spre partea terminală a succesiunii se remarcă o modificare a faciesurilor, ce devin mult mai grosiere, ca rezultat al acumulării unor produse clastice, aduse de eroziunea care se petrecea în teritoriile emerse înconjurătoare (Krézsek et al., 2010). Conform autorului citat, această sedimentare a fost produsă cel mai probabil de mişcările de ridicare ale Munţilor Carpaţi, atâta timp cât nu au putut fi consemnate, în acest interval, evenimente eustatice, care să fi putut marca o astfel de sedimentare.

În sud-estul bazinului Sarmaţianul este bine reprezentat pe versantul drept al Văii Oltului, începând de la Avrig până la Făgăraş, de unde se continuă spre nord-est, până la Rupea şi Odorheiu Secuiesc; caracteristice pentru acest sector sunt marnele cenuşii şi cafenii, nisipurile, alternanţele de marne şi nisipuri, conglomeratele şi intercalaţiile subţiri de calcare dolomitice, la care se adaugă orizonturile de tuf (Ciupagea et al., 1970).

Sarmaţianul superior, cel care face trecerea spre Pannonian, a fost foarte activ şi instabil, din punct de vedere tectonic, fapt confirmat de numeroasele discordanţe locale şi regionale existente în succesiunea sedimentară (Kreszek şi Filipescu, 2005; Kreszek, 2005); conform ultimei surse citate, partea terminală a Sarmaţianului a fost una transgresivă.

În Miocenul superior modificarea evidentă, a faciesurilor de sedimentare, marchează începutul ***Pannonianului***. Formaţiunile acestuia se prezintă sub forma unei succesiuni monotone, reprezentate prin alternanţe de argile, gresii, marne, nisipuri, conglomerate fine şi orizonturi de tuf.

Studiile ostracofaunei din depozitele pannoniene (Wanek, 1992), indică medii depoziţionale de adâncime mare, fapt care infirmă că ele ar fi de adâncime mică şi continentale, aşa cum susţineau cei care le-au studiat în trecut (Torok, 1933; Vancea, 1960), doar pe baza caracterelor torenţiale a lor şi a poziţiei stratigrafice (Krészek, 2005). Aceste informaţii, referitoare la adâncimea de sedimentare, sunt deosebit de utile, în înţelegerea susceptibilităţii la alunecări de teren, a acestor depozite, în condiţiile în care ele au ajuns la zi, pe suprafeţe extinse în Bazinul Transilvaniei. Din cadrul Pannonianului sunt prezente depozite de vârstă slavoniană (Pannonian inferior), în unele cazuri izolate fiind păstrat şi Serbianul (Pannonian superior) (Krészek, 2005). Comparativ cu asociaţiile întâlnite în Bazinul Pannonic cele din Transilvania sunt pline de forme remaniate (mai ales din Cretacic şi Oligocen, dar şi din Miocen) şi relativ sărace în forme autohtone pannoniene, fapt ce denotă un mediu de sedimentare cu energie ridicată (Krészek, 2005).

Transgresiunea pannoniană se presupune că a fost una de mare amploare, depozitele de această vârstă fiind transgresive peste cele sarmaţiene, badeniene sau

mai vechi (Josan, 1979); autorul citat precizează în continuare că, grosimea maximă a lor, de 800 m, se înregistrează la nord-est de Dumbrăveni.

Limita dintre Sarmațian și Pannonian a fost trasată convențional, de mulți cercetători (Erni, 1929; Ciupagea, 1930; Vancea, 1960; Ciupagea et al., 1970), la nivelul Tufului de Bazna. Acesta din urmă este unul andezitic, cu grosime de 4,5 cm, cenușiu, poros, cu structură vitroclastică, intercalat în cadrul unor marne foioase (Negrea și Costa-Foru, 1965).

Legat de trecerea de la Sarmațian la Pannonian, problema existenței sau nu, a unei continuități de sedimentare, a fost dezbătută mai bine de un secol în literatura geologică. Au existat astfel, pentru început, perioade în care s-a acceptat existența continuității de sedimentare, îndeosebi înainte de 1960 (Ilie, 1958; Vancea, 1960), pentru ca apoi să fie susținută ideea lipsei unei astfel de continuități. Adepții acestei direcții au fost și Ciupagea et al. (1970), cei care susțin că lipsa unei limite distincte este consecința exondării care a avut loc la finalul Sarmațianului, în Basarabian; depozitele acestuia nefiind acoperite de ape au rămas necimentate. În aceste condiții, conform sursei citate, la revenirea apelor în Pannonian, acestea au amestecat sedimentele sarmațiene, rămase necimentate, cu cele pannoniene, astfel încât a dispărut orice urmă de transgresiune și de discordanță. Lucrările mai noi (Filipescu, 1999; Krészek, 2005) atestă însă lipsa unei discordanțe erozionale între Sarmațian și Pannonian, cel puțin pentru partea centrală a bazinului de sedimentare, cu precizarea că, doar în partea marginală există o lacună de sedimentare, acolo unde depozitele Sarmațiene au fost erodate înainte de transgresiunea Sarmațian terminală – Pannonian bazală.

La zi depozitele panoniene apar mai ales în partea centrală a bazinului, cuprins între Culoarul Mureșului în nord și cel al Hârtibaciului, în sud, suprapusă Podișului Târnavelor.

Se presupune că în afară de jumătatea sudică a bazinului transilvan, unde pannonianul apare la zi pe mari suprafețe, întrucât a fost ferit de eroziune, el a mai acoperit și toată jumătatea de nord a acestuia, până la masivele cristaline ale Meseșului, Dealului Mare (Țicăului) și Prelucii (Ciupagea et al., 1970). În teritoriile nordice ale bazinului, conform sursei citate, depozitele pannoniene au fost erodate pe parcursul Pliocenului și transportate la vest de masivele cristaline menționate, ca efect a ridicării tectonice a jumătății de nord a acestuia; la fel s-a întâmplat și în extremitatea sud-estică a bazinului.

În general, depunerea a avut loc în medii diverse, cum sunt cele caracteristice conurilor deltaice, rampelor și zonelor lacustre adânci; formațiunile pannoniene sunt bine reprezentate în partea central-sudică a bazinului, unde apar la zi pe suprafețe extinse, sub forma unei fâșii orientate de la vest – sud-vest spre est – nord-est (Krézsek, 2005). O mare parte din sedimentele Miocenului superior au fost erodate datorită înclinării spre sud-est a bazinului (De Broucker et al., 1998;

Krézsek şi Filipescu, 2005), precum şi a ridicării regionale, în Pliocen, a Carpaţilor Orientali (Sanders, 1999).

Analizate în detaliu, depozitele pannoniene sunt foarte variate sub aspect litologic, aşa cum va fi prezentat în continuare (Ciupagea et al., 1970):

- în estul bazinului, între Odorheiu Secuiesc şi Miercurea Nirajului, au fost separate următoarele orizonturi litologice: orizontul inferior marnos (marne cenuşii cu intercalaţii de nisipuri), orizontul conglomeratic (conţine şi elemente rulate de gresii dure, cuarţite, tufuri şi roci eruptive), orizontul marnos-nisipos, orizontul nisipos şi orizontul superior marnos; din cele cinci orizonturi menţionate, la nord de Culoarul Târnavei Mici, până la Măgherani, se continuă doar ultimele trei;

- la sud de Culoarul Târnavei Mari, în partea estică a bazinului, depozitele pannoniene includ conglomerate şi nisipuri cu intercalaţii de marne alburii nisipoase; în sectorul Ruşi – Slimnic aceste depozite sunt alcătuite la partea inferioară din marne, peste care se dispun bancuri de nisipuri, cu rare intercalaţii de marne cenuşii nisipoase;

- în bazinul văii Homorodului Mic, la vest de Munţii Perşani, succesiunea sedimentară este alcătuită dintr-un complex inferior nisipos şi un orizont superior de conglomerate, pietrişuri şi gresii;

- în partea sudică a bazinului depozitele pannoniene includ argile, marne cenuşii, pietrişuri, pietrişuri cuarţitice etc.

- în sud-vestul bazinului este reprezentat prin: pietrişuri cu elemente de cuarţite, calcare, gresii, roci eruptive etc., prinse într-un ciment nisipos;

- în vestul bazinului, sectorul Daia – Sebeş, pannonianul se prezintă sub forma unei alternanţe de nisipuri micacee, nisipuri cu intercalaţii subţiri de argile, gresii cenuşii albicioase, argile cenuşii sau cenuşiu gălbiu, la care se adaugă gipsuri secundare, ce umplu diaclazele;

- la contactul cu Munţii Apuseni depozitele pannoniene sunt dispuse alternant; dintre diferitele tipuri de roci din componenţa lor se remarcă: argile cenuşii-negricioase, nisipoase, marne cenuşii închise, nisipoase sau fin nisipoase, nisipuri micacee cu rare concreţiuni grezoase, gresii sub formă de lespezi subţiri, pietrişuri şi conglomerate calcaroase fosilifere provenite din Munţii Apuseni; în sectorul Ciugud – Bădeni sunt prezente nisipuri, care la partea inferioară sunt grosiere, iar la cea superioară trec în conglomerate, care în varianta slab cimentată, ajung până la nord de Lopadea Nouă;

- la sud de Culoarul Mureşului, în sectoarele Micoşlaca – Băgău şi Cecălaca – Fărău, Pannonianul este reprezentat printr-un complex inferior marnos şi un complex superior nisipos;

- în sectorul dintre culoarele celor două Târnave, şi la sud de Târnava Mare, până pe flancul nordic al structurii Cenade – Ruşi – Agnita, depozitele pannoniene sunt alcătuite din marne şi argile;

- în partea centrală a bazinului, depozitele pannoniene au fost grupate, pornind de la criteriul litologic, în trei orizonturi: orizontul nisipurilor inferioare (cu grosimi de până la 200 m, este alcătuit din bancuri groase de nisip cu concreţiuni grezoase, conglomerate şi intercalaţii de marne; el apare la zi la: Apold, Vulcan, Daia, Saschiz, Șeica Mare, Ocna Sibiului, Ilimbav, Mediaş şi Sighişoara, acolo unde Târnava Mare şi-a săpat o vale epigenetică, îngustă cu aspect de defileu), orizontul marnelor medii (cu grosimi de aproximativ 200 m, predomină între culoarele Mureşului şi al Târnavei Mici, apărând inclusiv în partea centrală a domurilor Copşa Mică, Nadeş şi Filitelnic) şi orizontul nisipurilor superioare (sunt caracteristice sinclinalelor care delimitează domurile Deleni, Nadeş, Filitelnic, Copşa Mică, Bazna şi Tăuni).

Uniformitatea faciesului şi a amestecului faunistic au fost considerate elemente restrictive, în separarea de subetaje pentru întregul bazin, motiv pentru care orizonturile separate local nu se pot urmării pe întinderi mari (Ciupagea et al., 1970).

Cu toate acestea unele depozite au fost grupate în formaţiuni, dintre care se remarcă Formaţiunea de Lopadea şi echivalentul ei lateral, Formaţiunea de Guşterița, apoi Membrul de Săcădate, Formaţiunea de Vingard, Formaţiunea de Ocland etc.

Formaţiunea de Lopadea (Lubenescu şi Lubenescu, 1977) se dispune transgresiv şi discordant peste Formaţiunile de Dobârca, respectiv Feleac. Tendinţa pelitică se manifestă îndeosebi în segmentul bazal al formaţiunii, în care aceste pelite sunt dominante, în timp ce partea superioară are deja o tendinţă mai arenitică, prin comparaţie. Marnele bazale conţin o asociaţie cu numeroase ostracode semnalate la Mirăslău (Popescu et al., 1995), la care se mai adaugă o faună interesantă de moluşte (Lubenescu şi Lubenescu, 1977), dominată de congerii, limnocardiaceae şi melanopside.

Formaţiunea de Guşterița apare în sudul Bazinului Transilvaniei, unde formează partea bazală a Slavonianului (Pannonian inferior) (Krézsek, 2005), ea fiind numită uneori şi Formaţiunea de Valea Rodului (Lubenescu, 1981).

Echivalentul marginal al Formaţiunii de Guşterița este reprezentat de *Membrul de Săcădate* (Stratele de Săcădate). Se pare că atributul de marginal are mai mult rol de poziţie actuală, decât de margine de bazin puţin adâncă, deoarece conglomeratul, cu faună de amestec din Valea de Mijloc, de la est de Săcădate, nu reprezintă un facies litoral, ci este o curgere debritică (Krézsek, 2005).

Formaţiunea de Vingard (Lubenescu, 1981) cuprinde probabil cele mai noi depozite pannoniene din vestul Bazinului Transilvaniei, vârsta lor este Serbiană şi sunt alcătuite din sedimente litorale – şelf proximal (Krézsek, 2005). În aceste condiţii, succesiunile sedimentare din bazin se opresc în Pannonianul terminal, ele fiind însă consemnate doar în sudul bazinului, acolo unde se întâlneşte formaţiunea de Vingard (Lubenescu, 1981). Ar fi în discuţie, conform surselor citate, un pachet cu grosimi de 30 - 40 m de depozite, dominant clastice, în care apar forme de congerii, fapt ce demonstrează apartenenţa lui, la partea extrem

terminală a Pannonianului și posibil chiar a Ponțianului. Acest fapt ar demonstra, prin simplul aspect al litologiei, că bazinul avea deja tendințe de colmatare clare, lucru care este verificat și în sectoarele sud-estice, în care se păstrează depozite deltaice și fluviatile; toate acestea demonstrează că la sfârșitul Pannonianului bazinul era deja ridicat, colmatat și umplut cu sedimente erodate din regiunile limitrofe (Sanders et al., 1999).

Formațiunea de Ocland este specifică părții estice a bazinului, unde succesiunea tipică este alcătuită din conglomerate, argile, tufuri și straturi de cărbuni, cu mențiunea că în partea sudică a Munților Harghita sunt acoperite de aglomerate vulcanice (Krézsek, 2005).

Depozitele de la partea superioară a orizontului de sare – sarmațiene și pannoniene - au o structură tipică, ca rezultat a manifestării procesele diapire. Variația acestora a condus la o zonalitate evidentă, caracterizată de prezența domurilor circulare sau elipsoidale, în partea centrală, la care se adaugă, pe marginile vestică și estică, cute alungite, orientate preponderent de la nord la sud, cu apariția pe alocuri a depozitelor de sare, de tipul stock-urilor, la zi (Săndulescu, 1984). Autorul citat, menționează în continuare că, fiecare dom corespunde unui masiv de sare criptodiapir, a cărui particularitate este aceea că nu a străpuns în întregime depozitele badeniene, sarmațiene și pannoniene.

Alături de formațiunile depuse, în cadrul celor patru megasecvențe tectono-stratigrafice, pe alocuri, în Bazinul Transilvaniei, au mai avut loc și altele, între care se remarcă tufurile calco-alcaline, depuse în timpul Pliocenului datorită erupțiilor vulcanice bazaltice, din partea superioară a acestuia (Krézsek, 2005).

În partea estică a bazinului, peste depozite de vârstă sarmațiană și panoniană, a avut loc depunerea de aglomerate vulcanice andezitice, rezultate în urma erupțiilor care au avut loc în lanțul vulcanic Căliman-Gurghiu-Harghita, începând de la sfârșitul Pannonianului și până în Pleistocen (Mac, 1972). Materialele depuse alcătuiesc formațiunea vulcanogen sedimentară. În componența ei predomină andezite cu piroxen și hornblendă, andezite amfibolitoce, andezite cu biotit și andezitele bazaltice; galeții de dimensiuni variabile sunt cimentați cu un liant cineritic, motiv pentru care alcătuiesc o brecie vulcanică compactă, rezistentă la eroziune (Mac, 1972). Pe interfluviile de la poalele Munților Căliman aglomeratele vulcanice (piroclastite vulcanogene) sunt constituite din tufuri, brecii de explozie, conglomerate andezitice etc. (Gârbacea, 2015).

De asemenea, în **Cuaternar**, procesele de eroziune, care au dominat, au fost însoțite și de acumulări, care atât în Pleistocen, cât și în Holocen, sunt reprezentate prin depozite fluviale de luncă și terasă, la care se adaugă depozitele din partea mediană și de la baza versanților, ce intră în componența glacisurilor.

Depozitele Cuaternare (pleistocene și holocene) sunt predominante în depresiunile și culoarele de contact, situate atât pe marginile bazinului (așa cum este

în cazul depresiunilor Făgăraș, Sibiu, Apold, culoarelor Mureșului, Arieșului), cât și la interior (culoarele Târnavelor, Mureșului, Someșelor, Hârtibaciului, Șieului etc.).

Dintre aceste teritorii, cea mai mare varietate, de roci cuaternare, se înregistrează în Depresiunea Făgăraș, a cărei geneză complexă a determinat, ca alături de rocile proluviale și fluviale, care sunt dominante, să se întâlnească și depozite deluvial-coluviale, cu blocuri, pietrișuri, nisipuri și argile nisipoase (Ciupagea et al., 1970).

Consider că a fost necesară o prezentare detaliată a caracteristicilor litologice specifice fiecărui etaj, pentru că așa cum se va prezenta la capitolul dedicat alunecărilor de teren, ele sunt influențate în mod direct și de către litologie. Acest fapt este valabil, mai ales în condițiile în care, eroziunea derulată, de la ultima exondare până în prezent, a determinat ca la zi să apară orizonturi litologice foarte diverse, iar fiecare, prin particularitățile lor mineralogice, influențează în mod deosebit maniera de lucru a agenților geomorfologici și, de asemenea, direcționează procesele și mecanismele morfogenetice.

CAPITOLUL 4
FORMAREA ŞI EVOLUŢIA RELIEFULUI DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

4.1. CARACTERISTICILE SUPRAFEŢEI PRIMORDIALE A DEPRESIUNII

Introducere. Pornind de la vastitatea spaţiului depresionar transilvan şi de la complicata evoluţie geologică a acestuia, trebuie acceptat că exondarea nu a avut loc peste tot în acelaşi timp. Îndeosebi în Dealurile şi Depresiunile Submontane şi în partea nord-vestică, suprafeţele de teren au fost exondate definitiv mai de timpuriu (Sarmaţian), pentru a intra ulterior sub incidenţa proceselor geomorfologice subaeriene.

Pentru reconstituirea morfologiei iniţiale a depresiunii, vor fi luate în considerare exondările, care au avut loc odată cu regresiunile, de la sfârşitul Sarmaţianului şi Pannonianului. Aşa cum am prezentat, în cadrul capitolului aferent structurii geologice a bazinului, în timpul Paleogenului şi al Miocenului inferior, au mai existat perioade cu regresiuni marine, care au favorizat modelarea subaeriană, dar morfologia acestora a fost acoperită ulterior de stiva groasă de sedimente, depusă în Miocenul mediu şi superior. Din acest motiv sunt posibile doar reconstituiri din categoria celor de ordin speculativ.

Exondarea depresiunii. În urma mişcărilor tectonice, dintre cere se remarcă cele rhodanice, din intervalul Pannonian-Dacian, bazinul de sedimentare transilvan a fost supus unei înălţări generale, proces care a condus la dispariţia regimului lacustru.

Golirea de ape a spaţiului depresionar a fost determinată de ridicarea generală a Munţilor Carpaţi şi a teritoriile de orogen aferente; procesul a presupus ridicări mai intense în proximitatea muntelui şi oarecum atenuate ale depresiunii însăşi (Ciupagea et al., 1970).

Apele Lacului Transilvan au fost evacuate la sfârşitul Pliocenului inferior prin două porţi: poarta Mureşului şi a Someşului (Ciupagea et al., 1970). Cea din urmă avea la sfârşitul Pannonianului o lăţime de peste 100 km şi se prezenta sub forma unei câmpii largi, din care aveau să se ridice cele trei insule de cristalin (Masivul Dealul Mare, Masivul Preluca şi Dealul Dumbrava), situate pe marginea de nord-vest a depresiunii (Ciupagea et al., 1970). Cât despre existenţa în acel timp a unei porţi a Oltului, indiciile obiective, care să ateste şi o evacuare spre sud, nu sunt foarte clare, cu toate că în perioada continentală de la sfârşitul Miocenului exista o legătură

spre sud, peste Carpații Meridionali, care probabil a fost refăcută ceva mai târziu, în Pliocenul superior (Ciupagea et al., 1970).

După retragerea apelor pannoniene, întreaga Depresiunea a Transilvaniei rămâne exondată definitiv și debutează procesul modelării geomorfofolgice, prin intermediul agenților și proceselor exogene. Așa cum am mai precizat, exondarea nu s-a făcut simultan și integral în tot spațiul depresionar; în timp ce marginile erau supuse unei intense eroziuni și acumulări, procese care au condus la formarea piemonturilor, în unele sectoare, ca Depresiunea Făgăraș și Podișul Secașelor, mai exista un regim lacustru sau de mlaștină pe cale de colmatare (Mac, 1972).

La sfârșitul Pannonianului, după exondare, depresiunea avea aspectul unei câmpii înalte, fluvio-marine și fluvio-lacustre, în partea sa centrală și sud-estică, în timp ce în partea nordică se păstrau resturi ale unor suprafețe exondate anterior (Geografia României, III, 1987), care aveau deja o morfologie specifică, rezultată în urma unei modelări subaeriene.

Pe alocuri, suprafețele exondate, în Sarmațian și Pannonian, au fost ulterior fosilizate de depozite mai noi, cum sunt aglomeratele vulcanice, rezultate în urma erupțiilor, care au avut loc în Carpații Orientali.

O astfel de situație este caracteristică pentru Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, unde pe spații reduse, relieful actual este rezultatul dezgropării suprafeței primordiale, prin adâncirea rețelei hidrografice, de sub formațiunea vulcanică (Mac, 1972), depusă ulterior. Îndepărtarea de către eroziune a acestor formațiuni nu a avut loc uniform, motiv pentru care nu se mai poate recunoaște morfologia existentă, înainte de ultimele depuneri de aglomerate vulcanice.

De asemenea, în Dealurile Bistriței (Piemontul Călimanului) suprafața inițială a fost acoperită și fosilizată de către aglomeratele vulcanice rezultate în urma erupțiilor din lanțul vulcanic al Carpaților Orientali. Ea a fost scoasă la zi, abia odată cu accentuarea eroziunii fluviale, pe măsură ce se organiza actuala rețea hidrografică, dar fără a se mai putea reconstitui vechea sa morfologie. Faptul că nu există un contact uniform, ci unul foarte festonat (Gârbacea, 2015) între aglomeratele vulcanice și suprafața inițială, denotă că depunerea lor nu a avut loc imediat după exondare, ci a existat o scurtă perioadă de modelare continentală, în care suprafața primordială a căpătat o morfologie aparte, sub acțiunea proceselor geomorfologice subaeriene.

Tot în acest context, merită semnalat faptul că, formele negative de pe suprafața pe care s-au depus aglomerate vulcanice, au înregistrat grosimi mai mari a acestora, comparativ cu cele mai ridicate, unde stratul depus a fost mai subțire, motiv pentru care a fost mai ușor de îndepărtat (Gârbacea, 2015). Pornind de la acest raționament, autorul citat subliniază că, martorii izolați din Dealurile Ardanului (Piemontul Călimanului), cum sunt Cetățeaua Cușmii (949 m) și Piatra lui Iacob (948), reprezintă forme de relief de inversiune vulcanică. Situații similare

se întâlnesc şi în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, unde la partea superioară a următoarelor culmi: Bichiş (1.080 m), Şiclod (1.028 m), Firtuş (1.060 m), Rez (932 m) etc., se întâlnesc aglomerate vulcanice.

Ulterior retragerii apelor şi din partea centrală şi sud-estică şi a continuării mişcărilor de înălţare din faza valahă, cele care au antrenat întregul edificiu structural din depresiune, începe evoluţia continentală şi formarea reliefului actual (Geografia României, III, 1987). Râurile iniţiale, cu izvoarele în Carpaţii Orientali, urmăreau înclinarea generală a suprafeţei proaspăt exondate, curgând spre Lacul Panonic (din vestul Munţilor Apuseni), prin Poarta Someşului şi Culoarul Mureşului de atunci (Geografia României, III, 1987). Drenajul spre vest a râurilor a fost determinat de înclinarea generală a depozitelor pannoniene, mai ridicate cu câteva sute de metri în vecinătatea Carpaţilor Orientali.

Condiţii de geneză a piemonturilor. În timpul exondării depresiunii, dar şi după aceea, condiţiile geomorfologice şi climatice existente au fost favorabile genezei unor suprafeţe piemontane la contactul cu unele grupe montane (Posea et al., 1974). Ele au fost denumite de către autorii citaţi piemonturi circumtransilvănene.

Cu toate că nu au constituit o fâşie unitară, pe marginea depresiunii, ele au avut o dezvoltare semnificativă pe alocuri, îndeosebi acolo unde geneza lor a fost favorizată de tectonică şi de extinderea bazinelor hidrografice montane.

Primele două unităţi piemontane apar încă din timpul Burdigalianului (Posea et al., 1974), formaţiuni pe care Paucă (1972) le consideră badeniene. După autorii citaţi una era localizată la contactul cu Munţii Perşani şi Făgăraş, iar cealaltă în partea nord-vestică a depresiunii pe aliniamentul localităţilor Cluj-Napoca, Jibou şi Năsăud, la contactul cu Munţii Apuseni şi Carpaţii Orientali.

Un alt interval prielnic genezei piemonturilor s-a înregistrat în Sarmaţian, când ele s-au dezvoltat la contactul cu Carpaţii Orientali.

O altă etapă, favorabilă genezei de piemonturi, se înregistrează în a doua parte a Pliocenului, când unităţile piemontane s-au dezvoltat la contactul cu Munţii Apuseni şi Carpaţii Orientali (Posea et al., 1974).

Având în vederea vechimea lor, chiar dacă în etapele de formare reprezentau forme de relief distincte, comparativ cu cele de la contactul cărora s-au format (munte şi depresiune), ele nu se mai păstrează ca unităţi în relieful actual. Dovada prezenţei lor sunt conglomeratele şi pietrişurile acvitanian-burdigaliene, de pe rama internă a Munţilor Carpaţi: în nordul munţilor Perşani, Făgăraş şi Cindrel, între Cluj-Napoca şi Jibou, în Culmea Breaza, în Dealurile Năsăudului şi se pare chiar în estul Munţilor Trascău (Posea et al., 1974). Analiza geologică a acestor depozite, conform sursei citate, sugerează că o parte din ele au fost depuse şi subacvatic, fapt care nu exclude posibilitatea continuării lor ca relief piemontan emers, având în vedere alternanţa de transgresiuni şi regresiuni marine, mult mai dese la contactul cu unitatea montană.

Ulterior depunerii și consolidării depozitele piemontane au intrat aproape complet în structura depresiunii (Posea et al., 1974).

Comparativ cu piemonturile Pliocene, cele formate în Pleistocen, cu toate că nu ocupă suprafețe considerabile și nici nu sunt foarte evoluate, se păstrează destul de bine, în cadrul depresiunilor de contact din Dealurile și Depresiunile Submontane. Dintre acestea se remarcă: Piemontul Făgărășean (prezent sub formă de glacisuri piemontane și conuri fluvio-periglaciare), conurile aluviale ale Sadului și Cibinului (ultimul păstrându-se bine în podul Dumbrava și podul Șopa), Piemontul Bercu Roșu (Depresiunea Sălișteː Sibiu), precum și unele resturi de conuri aluviale din Dealurile Bistriței (Posea et al., 1974).

Încetarea subsidenței din depresiune, o dată cu ultima exondare de la sfârșitul Pannonianului și echilibrarea profilurilor, între munte și suprafețele de la poalele lui, a redus în mod considerabil posibilitățile de constituire a piemonturilor, începând cu Romanianul (Posea et al., 1974).

Se poate concluziona că, piemonturile care s-au format în depresiune au la bază, ca factor genetic, diferența dintre munte, în curs de înălțare, și depresiune, care fie nu se înălța, fie o făcea la o intensitate mai redusă. Extinderea lor a fost condiționată de durata acumulării piemontane și de cantitatea de materiale care veneau din munte. Piemonturile au început să fie fragmentate și distruse, o dată cu diversificarea rețelei hidrografice permanente.

Procese geomorfologice specifice. În suprafața primordială a depresiunii, care era un fel de coastal plane, primarumf sau suprafață peneprimitivă (Birot, 1958, citat de Mac, 1972), rețeaua hidrografică inițială va lucra cu repeziciune, căutând să se adapteze la dinamica specifică nivelului sau nivelelor de bază la care se raporta.

Procesele geomorfologice, care s-au derulat la nivelul ei, au fragmentat-o, transformând-o în culmi interfluviale (care doar pe alocuri mai păstrează urme ale aspectului ei inițial) despărțite de văi.

Dintre procesele geomorfologice, care au participat la modelarea ei, se remarcă în special cele fluviale, care prin intermediul rețelei hidrografice, au contribuit la formarea văilor, de diferite ordine, cele care, ulterior au fragmentat-o și separat-o în subunități cu trăsături morfologice distincte.

Alături de acțiunea rețelei hidrografice suprafața inițială a fost modelată de intense procese de denudare în suprafață (spălări de tip sheet-flood, deplasări uscate de grohotișuri etc.), toate acestea având ca efect o puternică retragere a versanților formați în urma adâncirii râurilor.

La nivelul versanților modelarea a avut loc, pe fondul unei variații substanțiale a stărilor climatice, începând din Pliocenul superior până în prezent (Coteț, 1973). S-a trecut astfel de la o modelare specifică condițiilor tropicale, la una tipic periglaciară cu procese crionivale (Coteț, 1973), pentru ca ulterior, formele caracteristice acesteia din urmă, să fie și ele estompate de către dinamica actuală a versanților, desfășurată pe

fondul climatului temperat. Trăsătura comună a modelării, în circumstanţe atât de diferite, o reprezintă existenţa formelor de relief de tip glacis, care se păstrează şi continuă să evolueze şi în prezent (Coteţ, 1973). La această afirmaţie trebuie adăugat că, majoritatea proceselor geomorfologice, care s-au derulat în condiţii climatice tropicale, periglaciare şi temperate, au fost favorabile acumulării materialului evacuat de pe versanţi, la partea lor inferioară, în condiţiile în care, pe de o parte râurile nu au avut debite suficiente să le evacueze, iar pe de alta între albie şi versant s-au interpus suprafeţe tampon de tipul luncilor, teraselor şi glacisurilor.

În ultima perioadă geologică, şi anume în Cuaternar, depresiunea a fost supusă pe mari suprafeţe unei eroziuni deosebit de intense, care a avut la bază două cauze: gradul uneori deosebit de redus al cimentării depozitelor, respectiv puternica înălţare suferită de acestea, ca efect a ridicării generale a Munţilor Carpaţi (Ciupagea et al., 1970).

Deoarece în depresiune ridicarea nu a fost uniformă, îndepărtarea aproape totală a formaţiunilor, de vârstă pannoniană şi sarmaţiană, a avut loc doar în sectorul de nord-vest, pe când în centru şi sud-vest, unde a înregistrat un minim de ridicare în Pliocenul superior şi Cuaternar, ele s-au păstrat pe suprafeţe extinse (Ciupagea et al., 1970).

Cu toate că în Cuaternar a predominat eroziunea, există şi depozite formate în urma proceselor de acumulare. Se remarcă în acest sens: depozitele fluvio-glaciare din Depresiunea Făgăraş, depozitele proluviale ale conurilor de dejecţie, depozitele eoliene cu caracter loessoid, terasele, aluviunile din albii, depozitele de turbărie, depozitele deluviale de pe versanţi datorate alunecărilor de teren şi solifluxiunilor pleistocene etc.

De asemenea, suprafaţa primordială a depresiunii a fost afectată, în lunga s-a evoluţie, de mişcări tectonice care au înălţat-o neuniform. În cazul unor unităţi morfostructurale, aşa cum este Depresiunea Lăpuş, suprafaţa primordială a fost deformată, ruptă pe linii de falii şi înălţată diferenţiat (Posea, 1962a).

Intensitatea variată a mişcărilor de ridicare, ce au afectat spaţiul depresionar, în timpul Pliocenului superior şi al Cuaternarului, sunt evidenţiate de altitudinile la care se găsesc în prezent depozite geologice de aceeaşi vârstă. De exemplu, formaţiunile de vârstă pannoniană, ultimele care au fost sedimentate în depresiune, se găsesc ridicate până la o altitudine de 550 m, în partea centrală, pentru ca pe marginea de est a depresiunii, la contact cu eruptivul Munţilor Căliman, ele să se găsească la altitudini care depăşesc valoarea de 800 m (Ciupagea et al., 1970). Aceleaşi depozite, conform sursei citate, în cadrul Depresiunii Dunării mijlocii, unde blocurile fundamentului au continuat să se scufunde şi în Pliocen şi chiar în Cuaternar, se află la o adâncime de câteva sute de metri sub nivelul mării. Rezultă aşadar o diferenţă de peste 1.000 m între depozitele pannoniene, din cele două mari depresiuni care încadrează Munţii Apuseni (Ciupagea et al., 1970).

Trăsăturile reliefului. Dacă la începutul Cuaternarului relieful cu aspect de podiș cuprindea un spațiu extins, ulterior, pe măsura dezvoltării mai multor generații de văi, care au determinat o fragmentare accentuată, el s-a transformat într-un ansamblu de dealuri (Ielenicz, 1999). Din suprafața inițială au rezultat numeroase interfluvii înguste, rotunjite, cu martori de eroziune petrografici sau structurali, la care se adaugă culoare de vale, străjuite de versanți.

Relieful din Depresiunea Transilvaniei, raportat la vârsta versanților și a teraselor, este rezultatul unei evoluții recente, întregită, actual, de varietatea mare a proceselor de eroziune liniară și areală (Geografia României, III, 1987).

Cele mai specifice forme de relief, rezultate pe fondul unei astfel de evoluții, sunt dealurile, colinele și văile. Ele s-au format, așa cum am precizat, în urma fragmentării suprafeței primordiale, care pe măsură ce se înălța și era disecată de rețeaua hidrografică (de la contactul cu muntele), a primit în partea centrală aspect de podiș, de unde și denumirea de Podișul Transilvaniei.

La nivel de subunități aspectul deluros predomină pe marginea răsăriteană a depresiunii (Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Olt și Mureș etc.), unde fragmentarea reliefului este accentuată, precum și în bazinele mijlocii ale Târnavelor (Geografia României, III, 1987). Stadiul de coline a fost atins, în partea centrală a depresiunii (Câmpia Transilvaniei), unde la modelarea substratului, alături de rețeaua hidrografică, au contribuit ulterior și procesele geomorfologice derulate pe suprafețe înclinate de tipul versanților.

Dealurile și colinele din depresiune au evidente asimetrii, din cauza neuniformității structurale și litologice. Asimetria se păstrează și în cadrul culoarelor de vale, cu deosebire acolo unde unul dintre versanți, se prezintă sub forma unui front de cuestă, ca rezultat al eroziunii diferențiate pe depozite monoclinale sau boltite sub formă de dom. Asimetria din cadrul culoarelor de vale este accentuată de cele mai multe ori și de dispunerea teraselor fluviale, care de obicei sunt mai dezvoltate doar pe una din părțile culoarului, ca rezultat al abaterii râurilor spre ariile subsidente sau ca efect al unor ridicări tectonice neuniforme.

Comparativ cu situația din interiorul depresiunii, la limita cu muntele, eroziunea a avut cu totul o altă manifestare; fiind mult mai viguroasă a sculptat depresiuni de contact de tipul: Depresiunii Lăpuș, Depresiunii Făgăraș, Depresiunii Sibiu, Depresiunii Săliște, Depresiunii Apold, Depresiunii Hășdate-Vlaha, Depresiunii Huedin și Depresiunii Almaș-Agrij etc. Nota de specificitate a acestor depresiuni este dată de aceeași asimetrie pronunțată: fronturi de cuestă abrupte și terase pe marginea podișului, glacisuri, piemonturi și suprafețe vechi exhumate în proximitatea muntelui (Geografia României, III, 1987).

După această îndelungată evoluție geomorfologică, condimentată cu mișcări tectonice, relieful din depresiune prezintă evidente diferențieri altitudinale între Podișul Transilvaniei, care este caracterizat de altitudini maxime de 500 – 600 m, și

Dealurile şi Depresiunile Submontane, unde valorile maxime ajung la 900 m şi pe alocuri chiar depăşesc 1.000 m.

Din cele prezentate anterior rezultă ce relieful Depresiunii Transilvaniei este unul complex, sub toate aspectele. Complexitatea în cauză este rezultatul unei evoluţii îndelungate, desfăşurată pe etape, începând de la ultima exondare până în prezent. În aceste condiţii, relieful de ansamblu al depresiunii s-a perfectat în etape mai vechi, în timp ce morfologia de detaliu este rezultatul actualelor stări şi condiţii geomorfologice.

Cu toate că etapa actuală, cu climat temperat şi procese geomorfologice specifice, are un rol mai redus în configurarea reliefului de ansamblu, ea are însă un rol important în găsirea unor răspunsuri la problemele de ordin practic, generate de dinamica proceselor geomorfologice actuale, cum ar fi alegerea celor mai bune măsuri şi metode de combatere a lor. De asemenea, cunoaşterea dinamicii geomorfice din prezent este în măsură să permită descifrarea tendinţelor evolutive ulterioare, în condiţiile în care, relieful din depresiune este departe de a fi ajuns la un echilibru morfodinamic, care să impună diminuarea proceselor geomorfologice, până la stadiul în care nu mai sunt întrunite condiţii, pentru apariţia de noi forme de relief, chiar şi de detaliu.

Formarea şi evoluţia reliefului din depresiune, deşi a fost una continuă, poate fi totuşi diferenţiată în etape, în funcţie de direcţiile principale pe care le-a urmat:

- etapa suprafeţei primordiale, proaspăt exondate;
- etapa formării reţelei principale de râuri şi stabilizarea ei pe traseele actuale;
- etapa formării reliefului fluvial (adâncirea râurilor, individualizarea interfluviilor, formarea versanţilor, a teraselor şi a luncilor) şi a evidenţierii reliefului structural şi petrografic;
- etapa formării reliefului de detaliu din albii şi de la nivelul versanţilor, pe fondul actualelor condiţii de modelare, specifice climatului temperat şi a intervenţiei antropice.

Se poate concluziona că, relieful şi configuraţia actuală a reţelei de văi reflectă cât se poate de fidel evoluţia geomorfologică a depresiunii, începând cu ultima exondare.

Problema suprafeţelor de nivelare. Până acum am prezentat suprafaţa depresiunii ca una primordială, rezultată în urma exondării de sub ape marine şi lacustre, care ulterior a fost fragmentată de procesele geomorfologice, ce au avut loc pe suprafaţa ei. Lucrurile par destul de simple, până la un moment dat, dar ele se complică o dată cu descinderile în teren şi urmărirea lucrărilor de geomorfologie, care au avut în atenţie etapele de evoluţie a reliefului din Depresiunea Transilvaniei.

Urmărite în teren, resturile suprafeţei primordiale, pe lângă că ocupă suprafeţe destul de restrânse, ele se găsesc la altitudini care variază de la o unitate morfostructurală la alta. Cel mai adesea, din suprafaţa primordială a depresiunii se păstrează doar interfluvii, cu aspect de creastă de intersecţie, şi mai puţin cu aspect de

platou, ambele presărate cu martori erozivo-structurali. Interfluviile principale, urmărite altitudinal, se racordează aceluiaşi nivel, dovadă că sunt resturi ale unei suprafeţe unitare din care au provenit. Alături de interfluviile principale există şi interfluvii aparţinând unor generaţii mai noi, rezultate în urma diversificării reţelei de văi, care fiind formate în detrimentul interfluviilor principale, se găsesc la altitudini mai reduse.

Referitor la situaţia din lucrările de geomorfologie, majoritatea autorilor care au abordat spaţiul depresionar, sub aspectul etapelor de evoluţie a reliefului, discută despre existenţa mai multor suprafeţe de nivelare (de obicei trei) sau niveluri de eroziune, formate în urma unei modelări îndelungate a reliefului. Ele sunt diferenţiate în primul rând altitudinal, apoi sub aspectul morfologiei, genezei şi al vârstei. Dintre cercetătorii care au avut preocupări în studiul suprafeţelor de nivelare şi nivelurilor de eroziune din depresiune se remarcă: Rodeanu (1925), David (1945), Gârbacea (1956, 1957),Gârbacea şi Grecu (1981, 1984, 1994), Posea (1962a şi 1969a), Posea et al., (1974), Savu (1963), Rădulescu şi Grumăzescu (1963), Orghidan (1969), Mac (1969, 1970, 1971, 1972), Mac şi Tovissi (1968), Mac şi Herşcovici (1973), Mac şi Pendea (2002), Pop (1970), Ciupagea et al., (1970), Ilie (1973), Josan (1979), Popescu (1990), Grecu (1992), Ielenicz (1993, 1999), Sandu (1998), Irimuş (1998, 2006) etc.

Am abordat pe larg problema suprafeţelor de nivelare, din Depresiunea Transilvaniei, într-o lucrare anterioară (Roşian, 2011), motiv pentru care nu o voi face şi acum. De la publicarea cărţii menţionate, o dată cu efectuarea mai multor ieşiri în teren, pentru a le observa în detaliu, am ajuns să am alt punct de vedere despre geneza lor. Acum le consider mai degrabă resturi ale suprafeţei primordiale, decât teritorii care au fost nivelate în condiţii subaeriene o perioadă foarte îndelungată, conform teoriei peneplenizării şi pedimentaţiei.

Menţionez acest lucru deoarece consider că timpul de la exondare, până în prezent, a fost destul de scurt, geologic şi geomorfologic vorbind, pentru ca suprafaţa depresiunii să treacă prin mai multe cicluri de nivelare (două sau trei), chiar şi incomplete.

Ar fi interesantă în acest sens o analogie cu situaţia din Câmpia Română, teritoriu, care cel puţin pentru partea s-a nordică, de la contactul cu Subcarpaţii (Câmpia Piteştilor, Câmpia Târgovişte şi Câmpia Ploieştilor) este exondat de suficient de mult timp (Pleistocen inferior) şi se află la altitudini medii suficient de mari (200 – 220 m), pentru a nu fi supus unei modelări, care să conducă la suprafeţe de nivelare. În realitate însă, partea superioară acestor teritorii nu este altceva decât suprafaţa rezultată în urma ultimei exondări, dar modelată de către procese geomorfologice din categoria celor de scurgere a apei pe suprafeţe înclinate şi scurgerea apei prin albii, la care s-au adăugat mai recent şi procese geomorfologice antropice. Se pune astfel întrebarea – Este Câmpia Română, cel puţin pentru partea sa nordică, o suprafaţă de nivelare? Răspunsul, în funcţie de cum sunt privite lucrurile, poate fi atât negativ, cât şi pozitiv. Îl consider negativ pornind de la faptul că suprafaţa respectivă nu a fost erodată, de aşa manieră,

încât să se ajungă la una derivată. El poate fi unul pozitiv, dacă se consideră că factorii endogeni și cei exogeni (ai modelării) s-au compensat reciproc, pentru menținerea unei suprafețe uniforme. În caz contrar nu vorbim de o nivelare a reliefului, ci dimpotrivă, de o fragmentare, de o diversificare morfologică și structurală a acestuia (Ilie, 1973).

La cum arată în prezent relieful Depresiunii Transilvaniei, datorită frecvenței ridicate a alternanței culoarelor de vale cu interfluviile, a fost vorba mai degrabă de o fragmentare morfologică, decât de geneza unor suprafețe de nivelare.

Revenind la suprafața primordială a depresiunii, probabil mult timp, în lipsa unor diferențe de altitudinale între ea și nivelul de bază, nu a fost modelată fluvial decât de râurile care veneau din munte; era o situația oarecum asemănătoare cu ceea ce se întâmplă în prezent pe suprafața Câmpiei Române, unde rețeaua hidrografică autohtonă este puțin dezvoltată.

În aceste condiții, ceea ce se mai păstrează la partea superioară a interfluviilor, din Depresiunea Transilvaniei, nu reprezintă altceva decât resturi ale suprafeței primordiale, în cel mai bun caz, sau suprafețe derivate din modelarea acesteia de către procesele geomorfologice care s-au manifestat pe suprafața ei, dar mai cu seamă la nivelul versanților rămași în urma adâncirii râurilor.

Prezența unor interfluvii, cu aspect de creste de intersecție, susține punctul de vedere conform căruia degradarea suprafeței primordiale nu a avut loc doar prin procese de eroziune fluvială propriu-zisă, ci și prin aportul proceselor de pe versanți, cu deosebire acolo unde datorită prezenței luncilor, teraselor și a glacisurilor, râurile nu îi mai subminează.

Legat de această problemă, a degradării suprafeței primordiale și de reducere a ei la interfluvii, cu aspect de creste de intersecție, este interesant ceea ce menționa Savu, încă din 1963: *„în Podișul Someșan nu putem vorbi de platforme de eroziune, în sensul preconizat de geomorfologi, ci doar de interfluvii alungite, mai mult sau mai puțin plane, ale căror culmi se racordează, în funcție de frecvența aceloraşi altitudini, în câteva niveluri etajate”* (Savu, 1963, p. 148). Se pune atunci întrebarea – Cum de în Podișul Târnavelor, cel mai recent exondat, au fost întrunite condiții pentru formarea unor suprafețe de nivelare extinse, în timp ce în Podișul Someșan, considerat cel mai vechi uscat din depresiune, o astfel de nivelare, pe suprafețe extinse, nu a fost posibilă? Răspunsul este, din punctul meu de vedere, că atât interfluviile din Podișul Someșan, cât și ceea ce se consideră suprafețe de nivelare în Podișul Târnavelor, reprezintă resturi ale suprafeței primordiale, rămase în urma retragerii mării pannoniene sau după caz sarmațiene. Faptul că acolo unde uscatul este mai vechi fragmentele sunt mai puțin păstrate (interfluvii cu aspect de creastă de intersecție în Podișul Someșan), decât acolo unde este mai nou (poduri interfluviale extinse în Podișul Târnavelor), denotă că variabila timp, cea care controlează foarte bine procesele geomorfologice, nu trebuie ignorată. Pe scurt înseamnă că suprafața inițială a depresiunii a fost cu atât mai fragmentată, cu cât a trecut mai mult timp de

la exondare. Bineînțeles la nivel de detaliu există și diferențieri introduse de litologie, structură și de dinamica proceselor geomorfologice care au acționat.

Că să închei, menționez că cele mai bine păstrate resturi ale suprafeței primordiale, din depresiune, se găsesc pe interfluviile dintre afluenții de stânga ai Târnavei Mari, ce vin din partea nordică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Șoalei și Roandolei, ca subunități ale Podișului Mediașului, precum și în Podișul Vânători). Se remarcă în acest sens, de la est spre vest următoarele locații: Dealul Cărbunelui – La Punțile de Piatră (560 m, între văile Saschiz și Strigoilor), Dealul Pădurea Brăniștii (570 m, între văile Strigoilor și Vadul), Dealul Braite (510 m, între văile Șaeș și Stejărenilor), Dealul Rustig și Dealul Crișului (500 m, între văile Stejărenilor și Criș), Dealul Șeștinilor (515 m, între văile Criș și Felța), Dealul Valchidului și Dealul Laslea (510 m, între văile Laslea și Valchid), Dealul Valchid (505 m, între văile Valchid și Biertan), Dealul Lupoaia Mare (500 m, între văile Biertan și Dupuș), Dealul Șesul Mediaș (445 m, între văile Buzd și Moșna), Dealul Cărarea Ighișu și Dealul Șesul Copșa (480, între văile Ighiș și Vorumloc), Dealul Șesu Treancu (450 m, între văile Vorumloc și Șoala), Dealul Șesu Gol și Dealul Grâului (470 m, între văile Șoala și Agârbiciu), Dealul Șesu Râpei (460 m, între văile Lupului și Râpei), Dealul Șesu Boarta (450 m, între văile Râpă și Calva), Șesul Vâlcelușelor (440 m, între văile Calva și Rusului), Dealul Slâmnicului (420 m, între văile Rusul și Slâmnicului) etc. (fig. 4. 1).

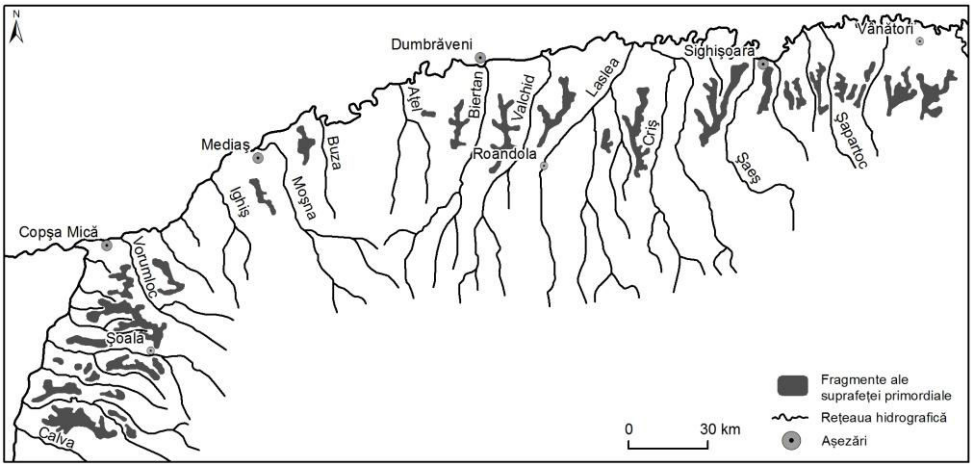


Fig. 4. 1. Fragmente ale suprafeței primordiale ale depresiunii localizate în partea nordică a Podișului Hârtibaciului (prelucrare după Gârbacea și Grecu, 1994, p. 6)

Aceste suprafețe, datorită unei evoluții îndelungate, înclină ușor spre Culoarul Târnavei Mari, iar altitudinea lor scade la est la vest, de la aproximativ 550 – 600 m în Podișul Vânători, la 500 – 550 m în Dealurile Roandolei, pentru ca în Dealurile Șoalei să aibă 450 – 500 m. Diferențele altitudinale, între extremitatea vestică și estică, au fost apreciate ca rezultat al unor mișcări de ușoară ridicare tectonică, care au afectat

marginea nord-estică a Podişului Hârtibaciului (Gârbacea şi Grecu, 1994). Cu toate că în unele studii mai vechi ele au fost considerate terase ale Târnavei Mari (Rodeanu, 1925) sau pedimente de vale (Mac, 1972; Gârbacea şi Grecu, 1984; Gârbacea et al., 1991; Grecu şi Gârbacea, 1994), consider la ele reprezintă resturi ale suprafeţei primordiale, rămasă exondată de la sfârşitul Pannonianului.

4.2. FORMAREA VĂILOR

Înţelegerea evoluţiei reliefului se sprijină mult pe interpretarea formării reţelei de văi, motiv pentru care subcapitolul de faţă va fi consacrat acestui demers. Prin urmele pe care le-a lăsat în depresiune, reţeaua de văi este un indicator fidel al evoluţiei reliefului.

Cunoaşterea actualei configuraţii a reţelei hidrografice, precum şi a paleoevoluţiei sale, în urma căreia s-au format văile fluviale, constituie unul dintre elementele de bază, în încercarea de stabilire a genezei şi evoluţiei reliefului, din Depresiunea Transilvaniei. Demersul are la bază atât ideea că văile reprezintă formele de relief care oferă cele mai multe informaţii în acest sens, cât şi justeţea că reţeaua hidrografică este cel mai fin aparat natural, care înregistrează, prin forma ei în plan (convergenţe, divergenţe etc.) locul mişcărilor substratului, iar prin eroziunea verticală, ritmul şi amplitudinea acestora (Vâlsan, 1915, citat de Coteţ, 1973).

Evacuarea apei din depresiune este realizată de către râuri simple şi complexe, diferenţiate între ele ca formă, grad de subordonare şi tendinţe de evoluţie. Aceste deosebiri, nu sunt decât o reflectare a modului de organizare şi ierarhizare a reţelei fluviale, în conformitate cu specificul unităţilor geomorfologice pe care le drenează.

Un număr însemnat de râuri, cu toate că drenează suprafeţe importante din spaţiul depresionar, provin din unitatea carpatică, purtând cu ele influenţe specifice.

Existenţa acestei situaţii, oferă posibilitatea împărţirii râurilor în două categorii: în prima se înscriu cele care îşi au izvoarele în unitatea carpatică (râurile alohtone), în timp ce a doua cuprinde râurile care îşi au în întregime bazinul hidrografic în cuprinsul depresiunii (râurile autohtone).

Elementul principal, care conduce ulterior la menţinerea diferenţelor, care există între cele două tipuri de râuri, îl constituie tocmai modul diferit de alimentare a acestora, la care se adaugă caracteristicile suprafeţei de pe care are loc alimentarea (Roşian, 2011). Astfel, fiecărei categorii îi va fi specific un anumit regim hidrologic, un anumit debit mediu anual, raportat la suprafaţa pe care o drenează, iar forma de relief rezultată în urma drenajului (valea) va avea caracteristici morfologice şi morfometrice proprii. Am recurs la această împărţire, deoarece râurile autohtone, prin stadiul de evoluţie în care au ajuns şi ordinul care îl au, oferă posibilitatea scoaterii în evidenţă a specificului transilvan al drenajului şi în acelaşi timp a morfologiei văilor care le-au format.

Ajungerea la stadiul actual de evoluție, a rețelei de văi și a formelor de relief care o însoțesc, a presupus, din momentul schițării depresiunii, numeroase prefaceri, reluări și restructurări. În mod cert, în urma unei astfel de evoluții paleogeomorfologice, una dintre cele mai dificile probleme, pe care le ridică rețeaua hidrografică, sub aspect evolutiv, este aceea a reconstituirii etapelor prin care a trecut, pentru a ajunge la morfologia actuală a văilor.

Pentru găsirea de răspunsuri veridice în acest sens, trebuie recurs la informațiile pe care le oferă rețeaua actuală, care nu este decât o continuare a evoluției din etapele anterioare, precum și la informațiile furnizate de raporturile paleogeomorfologice ale etapelor precedente, cum ar fi: poziția lacului pliocen, direcția de retragere a apelor acestuia, mișcările tectonice etc.

Din aceleași motive, evoluția rețelei de râuri din Depresiunea Transilvaniei trebuie abordată într-un context morfohidrografic mai larg, care să includă și spațiul carpatic, unde își au izvoarele râurile alohtone. Acestea din urmă, fiind colectorii celor autohtone le-au influențat în mod decisiv evoluția, configurația și organizarea, în urma cărora a fost conturat specificul transilvan, al modelării reliefului de către râuri. Datorită acestei conlucrări, geneza reliefului fluvial din depresiune și de la contactul acesteia cu muntele, a avut loc pe măsura individualizării celor două unități care vin în contact.

Cele notate pe scurt, oferă o imagine, mai mult sau mai puțin exhaustivă, a stărilor geomorfologice, pe fondul cărora a avut loc, prin restructurări repetate, formarea actualei rețele hidrografice și a reliefului fluvial care o însoțește. Acesta, în devenirea lui, a fost condiționat de o serie de factori, atât de natură exogenă (alternanța domeniilor de modelare), cât și endogenă – influența structurii, litologiei și tectonicii (Roșian, 2011).

În urma proceselor care au avut loc, la nivelul scoarței din unitatea carpatică, odată cu sfârșitul cretacicului, așa cum am mai menționat, debutează procesul de schițare a Depresiunii Transilvaniei, prin scufundarea, a ceea ce ulterior devine fundamentul ei. Ca dovadă a îndelungatului proces de scufundare, care a avut loc, fundamentul precretacic superior se întâlnește la suprafață în unitatea carpatică înconjurătoare și de asemenea a fost întâlnit la adâncimi variabile în interiorul depresiunii, într-o serie de sonde adânci (Ciupagea et al., 1970). În continuare, vastul domeniu depresionar format la interiorul Munților Carpați, a început să funcționeze ca arie de sedimentare, cu depuneri importante în Paleocen, Eocen, Oligocen și Miocenul inferior și mediu, proces care s-a finalizat pe cea mai mare parte din suprafața sa, cu depunerea sedimentelor pannoniene (Miocen superior). Ulterior depunerii acestora are loc exondarea depresiunii și debutul complexului proces de modelare subaeriană, care se continuă și în prezent.

Am considerat necesară reluarea pe scurt a evoluției Depresiunii Transilvaniei, pentru a evidenția varietatea transformărilor produse, care în cele din urmă au influențat și dirijat, adaptarea rețelei hidrografice.

Depunerea complexului de formaţiuni sedimentare peste un fundament neuniform, nici din punct de vedere morfologic, dar nici al tectonicii, nu putea să rămână fără consecinţe asupra manierei de grefare şi apoi de evoluţie, până la configuraţia actuală, a reţelei de văi. În acest context, fundamentul depresiunii, prin multitudinea sa de compartimente diferenţiate în plan vertical, a condiţionat stilul structural al complexului sedimentar, care la rândul său a orientat dispunerea reţelei hidrografice primare, tocmai pe suprafaţa cuverturii sedimentare, proaspăt exondate.

Tot în acest context, se pare că mişcările tectonice, ale fundamentul, au creat unele făgaşe mai joase în câmpia fluvio-lacustră iniţială, formată în urma exondării depresiunii. Paucă (1977b, citat de Ielenicz, 1999), le indică pe cele pe care s-au înscris Someşul Mic şi Someşul, iar Josan (1973) pe cel al Mureşului. Tot în această categorie se înscriu şi ariile locale de subsidenţă, destul de frecvente la contactul dintre actualele unităţi morfostructurale (Mac, 1972). Prin valorificarea lor, reţeaua hidrografică a ajuns în situaţia de a individualiza diferitele unităţi morfostructurale ale depresiunii.

Înseamnă că procesul de adaptarea a reţelei de văi, la substrat, a fost unul continuu şi de durată, indiferent de remanierile locale sau regionale, care au avut loc apoi, aşa cum s-a întâmplat o dată cu pătrunderea Mureşului în depresiune şi impunerea raportării la un nou nivel de bază, mai instabil. În acest context se presupune că marile artere hidrografice s-au înscris pe dislocaţiile principale, creând, prin contribuţia factorului tectonic şi structural, culoarele morfohidrografice (Mac şi Sorocovschi, 1979).

În condiţiile date, configuraţia reţelei de văi, raportată la structură, relevă o dublă adaptare: reţeaua principală s-a înscris celor mai importante tipare morfostructurale influenţate de fundament, iar cea secundară este strâns legată de caracteristicile structurale ale cuverturii (Mac şi Sorocovschi, 1979). Alături de această dublă adaptare se remarcă situaţiile dictate de: restructurările hidrografice realizate prin captări (Târnava Mică – Săcădate, Mureş –Aluniş etc.) şi răsturnări ale direcţiei de drenaj (Valea Cohalm, Valea Paloşului, Valea Jibertului etc.), impuse de variaţia nivelelor de bază locale şi regionale (Mac şi Sorocovschi, 1978).

Cu toate că traseul văilor a fost condiţionat tectonic, se pare că nu este vorba de o tectonică a fundamentului cristalin, ci de capacitatea diapirismului de a introduce o serie de situaţii, cu extindere spaţială redusă (de ordinul kilometrilor sau doar a sutelor de metri), care să favorizeze fixarea scurgerii pe un trasee preferenţiale: zone de lăsare diapiră, bolţi de anticlinal cu roci triturate, ce permit o mai uşoară fixare a canalului de curgere (Feier, 2010).

În Depresiunea Transilvaniei reţeaua hidrografică se extinde mai întâi în Podişul Someşan, iar apoi treptat, pe măsură ce este exondată şi peste restul suprafeţei sale (Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor etc.).

Reţeaua hidrografică primară era strâns legată de extensiunea suprafeţelor de uscat existente în Munţii Carpaţi. Din această cauză, cea mai mare parte ai ei îşi avea

geneza în Carpații Orientali, de unde se îndrepta spre vest. La aceasta se adaugă râurile care veneau în depresiune din Munții Apuseni.

Pe suprafața proaspăt exondată, orientarea generală a rețelei hidrografice, de la est spre vest, este conformă cu proveniența și cu direcția de transport a sedimentelor pliocene, precum și cu panta reliefului inițial, prea puțin ondulat, apărut după retragerea apelor (Ciupagea et al., 1970).

Suprafața inițială a depresiunii prezenta o cădere continuă începând din est, de unde provenea marea majoritate a sedimentelor pliocene, spre două direcții: spre nord-vest și spre sud-vest (Ciupagea et al., 1970). Această situație este datorată ridicărilor semnificative ce au avut loc în Carpații Orientali, care chiar dacă s-au ridicat cel mai mult, comparativ cu Meridionalii, nu sunt cei mai înalți, deoarece sunt alcătuiți predominant din roci relativ puțin consolidate, specifice molasei miocene, care ocupa suprafețe extinse în cadrul lor (Ciupagea et al., 1970).

Se explică astfel de ce, râurile din prima generație, și anume Oltul, Hârtibaciul, cele două Târnave, Mureșul și cele două Someșuri, și-au păstrat până în prezent, pe cea mai mare parte din traseul lor, caracterul inițial de văi consecvente, atribut pe care l-au pierdut numai în unele sectoare restrânse (Ciupagea et al., 1970), datorită evoluției locale ulterioare.

Rețeaua hidrografică, formată imediat după exondare, datorită suprafeței inițiale relativ uniforme, pe care s-a instalat, aveau o configurație în plan mult mai simplă, raportat la cea actuală. Ea era compusă la început, mai mult din cursuri cu caracter subsecvent, dispuse paralel spre partea centrală și spre vest (Ciupagea et al., 1970). Râurile provenite din unitatea montană, se adaptează astfel liniilor de cea mai mare pantă, denivelărilor morfologice, contactelor litologice și structurale specifice suprafeței primordiale, încercând să se organizeze pe bazine hidrografice.

Abia ulterior, conform autorilor citați, această rețea, îndepărtând depozitele pliocene, de pe suprafețe extinse, și intrând în sedimentele din profunzime, caracterizate de o tectonică rupturală, cu atât mai intensă cu cât depozitele traversate erau mai vechi, a suferit numeroase transformări, până la configurația actuală, una destul de complexă pe alocuri, mai ales datorită adaptării la structură (cute diapire, brahianticlinale, domuri etc.).

Diversificarea și complicarea rețelei de văi, la care se adaugă drenarea ei, spre exteriorul depresiunii (ceea ce înseamnă remanieri semnificative) și spre alte direcții cardinale decât cea vestică (după cum este în cazul celei din bazinul Oltului, care merge spre sud), a determinat transformarea suprafeței inițiale, într-una cu aspect deluros, pe alocuri chiar colinar, caracterizată de existența unei alternanțe de interfluvii și văi.

Se poate concluziona, că spre deosebire de tectonică, cea care a imprimat trăsăturile de ansamblu ale reliefului depresiunii, rețeaua hidrografică, prin evoluția ei complexă, a conferit trăsături de amănunt prin formarea văilor și interfluviilor (Coteț, 1973).

4.2.1. Etapele formării şi evoluţiei văilor

În decursul timpului au existat numeroase preocupări de studiere a formării şi evoluţiei văilor, din Depresiunea Transilvaniei. În funcţie de rezultatele la care au ajuns diverşi cercetători, pot fi reconstituite etapele evolutive din pliocen şi cuaternar. Între principalii cercetători, care au avut demersuri în această direcţie se remarcă: Rodeanu (1925), Gârbacea (1957, 1960, 1961); Gârbacea şi Belozerov (1963); Rodeanu şi Vulcu (1957); Posea (1962a, 1967, 1969, 1978); Posea et al., (1974); Savu (1962, 1963, 1965); Savu et al., (1973); Rădulescu şi Grumăzescu (1963); Tufescu (1966a); Orghidan (1969); Mac (1969, 1972, 1978, 1994); Mac şi Sorocovschi (1977, 1978, 1979); Mac şi Tudoran (1977); Ciupagea et al., (1970); Josan (1973, 1979); Morariu şi Donisă (1968); Morariu şi Gârbacea (1960); Popescu (1978, 1990); Grecu (1983, 1992); Raboca (1995); Sorocovschi (1996, 2005); Pop (2001); Irimuş (1998, 2006); Sandu (1998); Feier (2010), Gârbacea (2015) etc.

Există astfel diverse posibilităţi de împărţire a intervalului scurs, de schiţarea reţelei primare de râuri şi până la închegarea actualei hidrografii. Dar privită în contextul schimbărilor paleogeomorfologice, formarea şi evoluţia reţelei de văi din Depresiunea Transilvaniei, comportă separarea a cel puţin două etape: precuaternară şi cuaternară. La fel au procedat majoritatea autorilor, care în lucrările lor, îndeosebi teze de doctorat, au abordat această problema, stabilind o etapă anterioară cuaternarului şi una cuaternar - actuală.

Astfel, Gârbacea (1957), Savu (1963), Mac (1972), Sandu (1998), au separat o etapă (fază) precuaternară şi una cuaternară; Josan (1979) separă trei subfaze: prerissiană, riss – holocen inferior şi actuală; Popescu (1990) consideră formarea şi evoluţia reţelei hidrografice din Ţara Făgăraşului (Depresiunea Făgăraş) strâns legată de evoluţia Oltului, râu pe care îl consideră că exista în depresiune încă din romanianul inferior, în timp ce la începutul pleistocenului mediu avea un curs unitar (ulterior, afluenţii Oltului s-au dezvoltat, pe măsura formării marilor trepte de relief, sub impulsul condiţiilor morfogenetice – tectonice şi climatice – impuse de contactul morfostructural, dintre Depresiunea Transilvaniei şi orogenul carpatic); Grecu (1992) fără să stabilească etape precise de evoluţie, menţionează că Hârtibaciul exista din pleistocenul mediu în forma actuală; Irimuş (1998) subliniază existenţa, în cadrul etapei detaşării morfostructurilor de dom în suprafaţa topografică a Depresiunii Transilvaniei, a două subetape: formarea şi evoluţia reţelei hidrografice primare (postponţiană), respectiv formarea reţelei hidrografice secundare (derulată în intervalul pleistocen actual).

În continuare, şi în acest caz, evoluţia şi formarea reţelei de văi va fi analizată pe parcursul a două etape: precuaternară (când are loc conturarea reţelei primare şi începutul adâncirii ei în detrimentul suprafeţei primordiale a Depresiunii Transilvaniei, având ca rezultat formarea văilor principale) şi cuaternară (când pe

fondul adâncirii ritmice a râurilor, în cadrul văilor a avut loc formarea teraselor medii şi inferioare, în timp ce la nivelul versanţilor, procesele geomorfologice conduc la retragerea lor şi la formarea de glacisuri). În urma acestei evoluţii, apele de pe suprafaţa depresiunii, în interiorul limitelor considerate, sunt colectate de trei râuri principale (Someş, Mureş, Olt), la care se adaugă cu suprafeţe reduse Crişul Repede.

4.2.1.1. Etapa precuaternară

Formarea şi evoluţia văilor, în acest interval, a fost influenţată de tectonică, configuraţia reliefului din unitatea carpatică, structură, litologie, la care se adaugă variaţiile climatice din Pliocenul superior. Pe acest fond, mişcările de ridicare din faza rhodanică au determinat retragerea apelor Lacului Transilvan, prin poarta Sălajului, spre nivelul de bază mai coborât al Lacului Panonic (de la vest de Munţii Apuseni) (Mac şi Sorocovschi, 1979). Se presupune că, în această primă subetapă, în paralel cu retragerea apelor, are loc schiţarea primei reţele de văi, conformă cu înclinarea suprafeţei iniţiale.

Concomitent are loc adâncirea râurilor în suprafaţa cu aspect de câmpie nou apărută, proces condiţionat de ridicarea întregului teritoriu, împreună cu Munţii Carpaţi. Pe măsură ce avea loc formarea reţelei hidrografice primordiale, ea a acţionat, în dezvoltarea sa, asupra reliefului rămas în urma exondării, pe care a început să-l fragmenteze. Rezultatul principal acestui proces a fost conturarea primelor unităţi morfostructurale, care sunt delimitate de culoarele văilor principale.

Urmărirea reţelei iniţiale, conformă cu înclinarea suprafeţei primare şi orientată preponderent spre centru depresiunii este dificil de realizat, datorită în principal slabei păstrări a dovezilor paleogeomorfologice. Faptul că în configuraţia actualei reţele hidrografice, se păstrează foarte puţine dovezi, ale vechilor trasee de vale, nu trebuie să reprezinte un obstacol, în calea utilizării diverselor ipoteze ale paleoevoluţiei fluviale. De menţionat că, în majoritatea situaţiilor, procesele geomorfologice ulterioare au îndepărtat urmele care puteau servii la reconstituiri mai exacte.

O dată cu individualizarea reţelei hidrografice, evoluţia reliefului poate fi urmărită pe mari bazine hidrografice: Someş, Crişul Repede, Mureş şi Olt etc.

A. Formarea şi evoluţia văilor din bazinul Someşului

În nord-vestul Depresiunii Transilvaniei formarea văilor a fost condiţionată de trăsăturile morfologiei existente, după retragerea apelor spre vest, prin poarta Meseşului, care se consideră că este mai veche decât Miocenul superior (Orghidan, 1969).

Încercările de reconstituire a paleoreţelei, din aceste teritorii, se leagă predominant de formarea Someşului pe sectorul Dej – Ţicău, dar şi de formarea Someşului Mare şi a Someşului Mic. Suprafaţa exondată reprezenta, sub aspect morfo-structural, un teritoriu piemontano-litoral, alcătuit dintr-o succesiune de formaţiuni eocene, oligocene şi

miocene, concordante între ele, dar discordante în relaţia cu fundamentul cristalin peneplenizat şi dislocat (Savu, 1963). În aceste condiţii, reţeaua hidrografică iniţială, din partea de nord a **Podişului Someşan**, s-a adâncit consecvent şi era orientată spre centrul de maximă scufundare a bazinului transilvan de atunci, poziţionat la sud-est de Dej. La fel se prezentau lucrurile şi în partea de sud-est, unde reţeaua hidrografică era formată îndeosebi din râuri care se continuau din Munţii Apuseni. Urme ale unei astfel de organizări, a reţelei primare, s-au păstrat foarte vag în sectorul dintre valea Olpretului şi Căpuşului, precum şi în Dealurile Ciceului (Savu, 1963). Prin urmare, traseul vechilor cursuri din Masivul Muntele Mare, care curgeau spre nord, se poate reconstitui pornind de la prezenţa *„înşeuărilor înalte de la periferia cristalinului, situate în prelungirea traseelor cursurilor superioare ale râurilor: Someşul Cald, Belişul, Râşca, Someşul Rece, Iara, care şi-au păstrat orientarea lor primară, uşor de urmărit şi din aspectul foarte evoluat al văilor respective, în planul superior al actualelor sectoare de defileu*" (Savu, 1963, p. 271 - 272). În sprijinul acestei ipoteze vin şi înşeuările largi prezente la partea superioară a cuestelor dintre Cluj şi Huedin, care se presupune că au fost create, de văile menţionate, în timpul când ele se scurgeau spre interiorul depresiunii, tocmai prin intermediul lor (Savu, 1963). Aceeaşi situaţie era specifică şi râurilor care drenau Depresiunea Huedinului (Călata şi afluenţii ei), ce se îndreptau spre bazinul Almaşului până spre sfârşitul pliocenului, când au fost direcţionate de Crişul Repede, spre vest (Savu, 1963). Acest fapt a determinat ca Depresiunea Huedin să rămână suspendată faţă de Depresiunea Almaş-Agrij (fig. 4. 2).

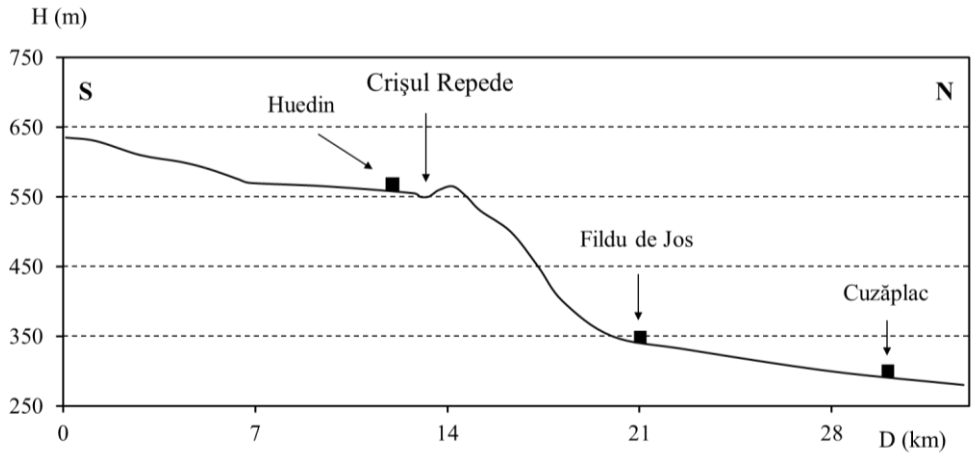


Fig. 4. 2. Profil geomorfologic la contactul dintre Depresiunile Huedin şi Almaş-Agrij (Roşian, 2011, p. 40)

De asemenea, actuala vale a Poicului, din Munţii Meseş, îşi avea izvoarele mult mai spre est (fig. 4. 3), fiind o vale consecventă, devenită ulterior antecedentă

şi epigenetică în cristalin; în aceeaşi categorie se înscriu şi văile Ponița şi Ragu, care drenează versantul vestic al Munților Meseș. De la obârşiile Crişului Repede şi a foştilor afluenți ai acestuia, dar în direcție contrară, adică spre est, încep să se organizeze Nadăşul şi Căpuşul actual, care în cele din urmă conduc la dezorganizarea rețelei primare ce se dirija, din Munții Gilău - Muntele Mare, spre centrul Podişului Someşan.

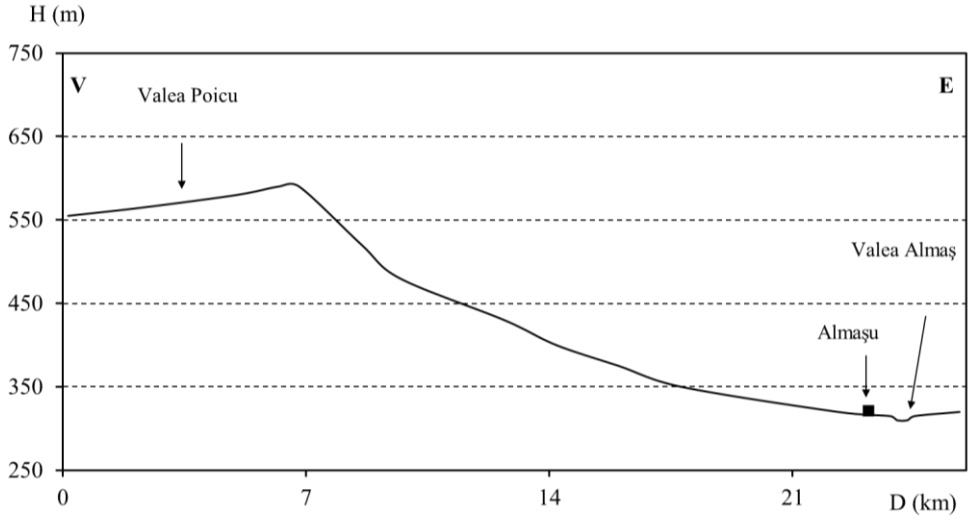


Fig. 4. 3. Profil geomorfologic la contactul dintre Valea Poicului şi Depresiunea Almaş-Agrij (Roşian, 2011, p. 41)

Ca urmare a captărilor, care au avut loc în bazinul superior al Crişului Repede, configurația rețelei hidrografice din **Depresiunea Almaş-Agrij**, este rezultatul unei evoluții îndelungate, la baza căreia a stat continua remaniere a paleorețelei de văi. Dintre râurile care drenează depresiunea, inițial era prezent doar Almaşul, care colecta şi afluenții ce veneau de pe partea estică a Munților Meseș. Trebuie precizat că şi Almaşul, cu toate că este mai vechi decât Agrijul, nu este un râu din prima generație (Savu, 1963). Acesta deoarece s-a format la rândul său prin interceptarea succesivă a râurilor ce veneau din Munții Meseș şi se îndreptau spre est. Abia ulterior, în urma unor captări succesive, are loc şi formarea Agrijului, care prin poziția sa a preluat afluenții din cursul inferior şi mijlociu al Almaşului, care veneau din Munții Meseș (Savu, 1963).

Remanierile menționate, care au dus la organizarea cursului Agrijului în detrimentul Almaşului (adaptat inițial reliefului piemontan de pe latura estică a Munților Meseşului), s-au *„produs în Pliocenul superior şi în Pleistocen, cu cele mai importante faze în intervalul de timp dintre formarea terasei de 140 m şi a celei de 55 m printr-o serie de captări succesive şi relații rapide, corespunzătoare tocmai fazelor de adâncire a văilor, în general comune pentru întregul bazin al Transilvaniei”* (Savu,

1963, p. 269-270). Astfel, într-o primă fază, de formare și de evoluție, rețeaua hidrografică din aceste teritorii avea un caracter convergent (centripetal după Savu, 1963), spre centrele de lăsare subsidentă.

În Pliocenul inferior, cu toate că exista o rețea de văi, bine conturată, ea avea încă în multe cazuri, o cu totul altă orientare, decât cea de la începutul cuaternarului. Astfel se presupune că, o suprafață însemnată din bazinul Someșului, în urma formării Mureșului în Depresiunea Transilvaniei, era drenată de acesta din urmă (Savu, 1963).

Acest fapt era posibil deoarece, un paleorâu (posibil Someșul Mic) aduna toți afluenții montani și o parte din cei din podiș (Nadășul, Chintăul, Borșa, Luna etc.), curgând apoi spre Mureș, pe traseul Apahida – Cojocna – Valea Florilor – Arieșul inferior (Savu, 1963). Un al doilea curs important, cu direcție sudică, era format prin unirea râurilor care drenau Munții Rodnei, care în drumul său spre un paleo Mureș folosea se pare *„actualul culoar larg al Văii Dipșa și – în continuare – probabil pe acela al Comlodului, dacă nu chiar pe al văii Luțului"* (Savu, 1963, p. 276). Această situație demonstrează că Someșul Mare, așa cum argumentează și Gârbacea (2015), se formează ulterior prin dezorganizarea acestei rețele consecvente, el primind un caracter subsecvent. Odată format, prin raportarea la nivelul de baza al Câmpiei Panonice, el va determina în continuare, atât remanieri ale vechii hidrografii, cât și organizarea de rețele locale (bazinul Șieului). La rândul său, rețeaua hidrografică care drena Culmea Breaza se îndrepta spre sud, pe traseul actual al văilor Fizeșului și Ludușului, pentru a se vărsa în același paleo Mureș (Gârbacea, 2015). Se poate concluziona că, cele trei paleo râuri existente drenau cea mai mare parte a Podișului Someșan și a Câmpiei Transilvaniei, în drumul lor spre Mureș. În tot acest timp, se pare că în aval de Dej exista o vale transversală formată în Pliocenul mijlociu, care era *„o vale antecedentă și nu născută prin captări, la începutul cuaternarului. Deși foarte vechi, Someșul în configurația actuală a bazinului său hidrografic, apare ca un intrus în podișul Transilvaniei."* (Gârbacea, 2015, p. 145).

Această configurație a rețelei hidrografice, se menține până în Pliocenul superior, când în urma subsidenței active, din bazinul inferior al Someșului, este favorizată eroziunea regresivă a paleorâurilor, care se raportau la acel nivel de bază. Ele au dezorganizat vechea rețea orientată spre sud prin formarea Someșului Mare, pe de o parte, iar pe de alta au dezorganizat Someșul Mic, dându-i o nouă direcție, spre actuala confluență de la Dej (Savu, 1963).

În Podișul Someșan, alături de organizarea și evoluția Someșului Mare, care din vale consecventă în amonte de Dej, devine una obsecventă în aval, apar o serie de văi consecvente, considerate din a doua generație, din care fac parte râuri precum Olpretul, Sălătrucul, Ilișua, Țibleș, Sălăuța etc.

Odată cu întoarcerea Someșului Mic spre Dej au fost remaniate și sectoarele din nordul **Câmpiei Transilvaniei**, ale vechilor râuri care se scurgeau peste aceasta spre sud, formându-se actualele cursuri ale Fizeșului, Bandăului, Meleșului etc. Evoluția

acestora din urmă va fi influențată în continuare, îndeosebi pe parcursul etapei cuaternare, de continua coborâre a nivelului de bază a Someșelor, care va determina o adâncire a lor pe sectoarele inferioare.

Evoluția este mai complicată în bazinul Someșului Mare, unde Platforma Năsăudului era mult mai extinsă spre sud, decât în prezent, ea fiind rezultatul acțiunii întreprinse de râurile care proveneau din cristalinul nordic al Carpaților Orientali și care se continuau la sud de actualul curs al Someșului Mare (Gârbacea, 2015). Acest fapt era posibil deoarece, conform autorului citat, în urma retragerii mării miocene, teritoriul de la nord de Bistrița era în întregime exondat. Râurile respective și-au menținut direcția de curgere spre sud, urmărind retragerea lacului pannonian, până în momentul în care *„continuitatea de scurgere spre sud s-a întrerupt dintr-un accident de natură evolutivă: formarea subsecventă a văii Someșului Mare dintre Dej și Ilva Mică, proces petrecut (după cum rezultă din analiza nivelelor de eroziune) în partea mijlocie a Pliocenului*" (Gârbacea, 2015, p. 143). Așadar, rețeaua hidrografică care se scurgea din partea sudică a Munților Rodnei, a suferit remanierea menționată după formarea Platformei Năsăudului, deoarece atât anterior, cât și în timpul formării ei apele se drenau nord-sud. Analiza nivelului imediat inferior Platformei Năsăudului, nivelul de 550 – 600 m (Gârbacea, 2015), păstrat în Dealurile Făgetului (sau Prislopului), dovedește că acesta are o orientare complet diferită, perpendiculară pe direcția inițială, ceea ce demonstrează, că în intervalul de timp dintre formarea lor, are loc dezorganizarea vechii rețele și formarea cursului subsecvent al Someșului Mare. După formare, Someșul Mare se raporta în continuare la un nivel de bază favorabil eroziunii regresive și captărilor, atât pe cursul principal, cât și în cadrul afluenților. A fost astfel posibilă captarea rețelei, care se scurgea din Munții Călimani spre sud (Bistrița, Budăcelul, Budacul, Ardanul, Șieuțul etc.), și organizarea ei într-un singur curs unitar, cel al Șieului (Gârbacea, 2015).

Faptul că inițial aceste râuri se scurgeau spre sud (Mureș), este susținut și de existența celor două șei, care apar în profilul longitudinal al interfluviului Dipșa-Șieu, la Posmuș și Sărățel-Herina. Poziția acestora, alături de alte argumente, sugerează că *„Șieuțul și Ardanul se varsă în Șieu, în dreptul șeii de la Posmuș, iar Bistrița în dreptul celei de la Sărățel-Herina"* (Gârbacea, 2015, p. 147).

Se poate concluziona că, începând cu sfârșitul Pliocenului (Levantin), unitatea hidrografică a **Dealurilor Bistriței** a început să fie definitivată și îndreptată spre bazinul someșan, după ce anterior apele acesteia se dirijau spre două bazine (Someș în nord și Mureș în sud). De asemenea, în urma acestor sublinieri se observă că această parte a Depresiunii Transilvaniei, a devenit treptat uscat, de la nord la sud, încă din timpul Pliocenului superior.

Raportarea în continuare a Someșului, la același nivel de bază în coborâre, conduce la o continuă adâncire pe verticală, care se desfășoară și pe parcursul etapei cuaternare. Aceste procese aduc Someșul la un nivel mai coborât decât al Mureșului; albia Someșului are 232 m la Dej, 183 m la Jibou; a Someșului Mic 385 m la Gilău,

243 m la Gherla; a Someşului Mare 272 m la Chiuza, 254 m la Beclean, în timp ce a Mureşului are 375 m la Reghin, 305 m la Târgu Mureş, 270 m la Luduş, 242 m la Aiud şi 216 m la Alba Iulia.

Expunerea acestui mod de formare a cursului Someşului, sugerează că el s-a constituit mai mult prin captări, cu toate ca în sectoarele sale de defileu are un aspect antecedent şi chiar epigenetic. Desigur, există şi ipoteza conform căreia, cursul Someşului ar fi preponderent epigenetic şi antecedent. Direcţia sa iniţială de curgere fiind influenţată se pare, de către mişcări tectonice de amplitudini diferite, care au afectat teritoriile respective. Încă din 1936 Popescu - Voiteşti (citat de Orghidan, 1969) presupune o înălţare pe linia Turda – Năsăud, iar prin faptul că aceasta este anterioară ridicărilor din Munţii Meseş, ar fi determinat direcţia de curgere a Someşului spre nord-vest, devenit ulterior, în urma ridicărilor cristalinului, un curs antecedent, prezentând un sector de defileu între Cheud şi Ţicău. Astfel de defileuri sunt specifice şi râurilor Căpuş şi Lăpuş, care prin lungime şi prezenţa meandrelor încătuşate, dovedesc preexistenţa cursurilor pe vechile trasee, încă de la nivelul cuverturii sedimentare, înlăturată ulterior (Savu, 1963).

Râul **Lăpuş**, care drenează depresiunea cu acelaşi nume, cu toate că în momentul de faţă este un afluent al Someşului, la al cărui nivel de bază se raportează, a avut în timpul pliocenului o evoluţie oarecum independentă de remanierile care s-au produs în Podişul Someşan. Formarea Lăpuşului a început în pliocen, pe arealul de lăsare de la marginea lanţului eruptiv, în timp ce peste Masivul Preluca s-a fixat iniţial, în anumite porţiuni, la contactul calcarului cu cristalinul, impunându-se anterior epigenetic şi antecedent (Posea, 1967). Mai dificil de reconstituit este reţeaua din spatele defileului Lăpuşului, datorită substratului în care sunt sculptate văile şi a remanierilor care au avut loc pe parcursul etapei cuaternare.

După urmărirea formării şi evoluţiei reţelei de văi, din Podişul Someşan, în etapa precuaternară, se poate concluziona că, într-o primă fază aceasta se direcţiona spre interiorul depresiunii, după care a primit o direcţie de curgere spre nord-vest, pe actuala vale a Someşului.

B. Formarea şi evoluţia văilor din bazinul Crişului Repede

Dezvoltarea bazinului Crişului Repede, se leagă de pătrunderea acestui râu în Depresiunea Transilvaniei, la sfârşitul Pliocenului. Comparativ cu situaţia din prezent, Crişul Repede drena o suprafaţă mult mai extinsă, situată pe partea dreaptă a lui, dar care ulterior prin dezvoltarea şi evoluţia regresivă a Almaşului şi Agrijului, precum şi a afluenţilor acestora, a fost continuu redusă; ca rezultat al acestui proces, Hodişul a rămas singurul afluent de dreapta al Crişului Repede, din Depresiunea Huedin (Posea, 1978).

C. Formarea și evoluția văilor din bazinul Mureșului

La rândul său Mureșul, care drenează cea mai mare parte a centrului depresiunii, a avut până la stadiul actual o evoluție complexă, datorată îndeosebi suprafeței într-o continuă devenire la care a trebuit să se adapteze.

Evoluția și formarea Văii Mureșului ridică și ea numeroase semne de întrebare. Sawicki (1912), citat de Sandu (1998) susține existența unui canal maritim antecuaternar, care făcea legătura între bazinul panonic și cel transilvan. Orghidan (1969) vorbește despre existența unui canal al Mureșului, prezent sub formă de braț maritim, care unea aceleași bazine, ipoteză susținută și de continuitatea nivelului de 400 – 500 m din podiș pe Valea Mureșului. În același context Posea (1967, 1969a), subliniază că Mureșul a pătruns în Depresiunea Transilvaniei abia în timpul Dacianului superior, conducând la fragmentarea teritoriului din sud-vestul depresiunii, cunoscut sub denumirea de Suprafața Amnaș. Dintre geologii care au abordat și problema evoluției rețelei hidrografice, Ciupagea et al., (1970) notează că râurile din prima generație (Mureș, Târnave etc.) și-au păstrat pe cea mai mare parte a traseului lor, caracterul de văi consecvente; la această ipoteză de aliniază și Josan (1979).

Indiferent de modul cum se prezenta vechiul paleo Mureș, fie si-a menținut traseul inițial, de vale primară consecventă, fie este un intrus vechi în Depresiunea Transilvaniei, în etapa precuaternară bazinul Mureșului avea o cu totul altă configurație și extindere. Dacă acceptăm, la fel ca în cazul podișului Someșan, existența unei rețele hidrografice primare, care se dirija spre centru depresiunii, atunci paleo Mureșul era colectorul celor trei paleo râuri amintite, care traversau de la nord la sud Câmpia Transilvaniei.

Prin urmare, pe partea dreaptă vechiul Mureș avea un bazin bine dezvoltat, în timp ce pe partea stângă, afluenții lui aveau dimensiuni și debite mai reduse, din cauza suprafeței restrânse de colectare a apelor și a lipsei unei unități montane, de talia celei din nord. Această situație era întreținută de prezența bazinului Oltului pliocen, care așa cum se va nota la momentul potrivit, era mult mai extins în detrimentul Mureșului.

În timpul Pliocenului superior, în urma formării și organizării Someșului Mare, Mureșul pe de o parte, pierde majoritatea afluenților săi de dreapta, în timp ce pe de altă parte, prin raportarea sa la același nivel de bază în coborâre, reprezentat de bazinul panonian, își dezvolta afluenți viguroși pe partea stângă, care ulterior captează și dezorganizează partea vestică a vechiului bazin al Oltului. Acesta din urmă își extindea bazinul și peste o însemnată parte din Podișul Secașelor și de asemenea drena Târnava Mare pe actuala vale a Visei (Posea, 1967). În **Podișul Secașelor**, aceste transformări se produc la sfârșitul Pannonianului și începutul Dacianului, pe fondul mișcărilor generale de ridicare (mișcările rhodanice), în urma cărora apele se retrag și se formează o largă câmpie de eroziune, denumită de către Posea (1969a) Suprafața Amnaș (am

încercat să păstrez denumirile date de autorii care le-au studiat). Rețeaua hidrografică era una primară și se dirija îndeosebi perpendicular, dinspre spațiul montan spre cel depresionar. Autorul menționat a reconstituit, în urma analizei din teren, o vale care curgea dinspre Jina și Poiana Sibiului către Depresiunea Sălișteː Ulterior, în Romanian (Levantin), datorită mișcărilor Valahe, râurile intră într-un proces de adâncire, fragmentând Suprafața Amnaș (Posea, 1969a). În acest context are loc formarea afluenților de stânga ai Mureșului, care înaintează regresiv spre interiorul podișului, dezorganizând valea care se scurgea dinspre Poiana Sibiului spre Sălișteː Configurația acestei văi a fost reconstituită (Posea, 1969a), urmărind vechile suprafețe modelate fluvial care o însoțeau, în înșeuarea din Dealul Bucium (612 m) la altitudini de 570 – 580 m și apoi mai spre vest, sub rama montană în câteva petice la altitudinea de 580 – 640 m, până în perimetrul localității Miercurea Sibiului. Acest nivel al înșeuării Bucium avea o înclinare dinspre Apold spre Sibiu, iar raportat la Podișul Secașului se observă că interfluviile *„actuale din bazinul Secașului sunt inferioare și mai recente decât nivelul înșeuării Bucium”* (Posea, 1969b, p. 5). În urma acestor remanieri, Mureșul și-a format noi afluenți de stânga, cum sunt Secașul Mic și Sebeșul împreună cu afluentul său Secașul Mare, la care se adaugă ceva mai târziu Târnava Mare. Tot în această perioadă, extinderea bazinului hidrografic al Mureșului are loc și prin întoarcerea către el a Ampoiului (Posea et al., 1974).

Procesul de definitivare, a configurației actuale a văilor, continuă și în Cuaternar cu o mai mare intensitate în bazinul Mureșului, unde se sculptează 4 – 6 terase, pe când în bazinul Oltului se constată o mai mare stabilitate (Posea, 1969a), în urma căreia depresiunile Sibiu și Sălișteː rămân suspendate (fig. 4. 4), iar numărul teraselor nou formate este inferior cifrei patru.

Partea sudică și sud-estică a **Câmpiei Transilvaniei**, prin faptul că este drenată de către afluenți de dreapta ai Mureșului, se raportează la nivelul de bază al acestuia, care la rândul său a influențat, alături de alte variabile, evoluția rețelei de văi.

Situația din pliocenul inferior, când râurile cu izvoare în cristalinul nordic al Carpaților Orientali se scurgeau încă spre un paleo Mureș, peste suprafața Câmpiei Transilvaniei, se schimbă începând cu pliocenul superior, când, așa cum am subliniat anterior, are loc organizarea prin captări a cursului Someșului Mare. Acesta din urmă, prin faptul că retează cursuri în dreptul axei sale, determină serioase remanieri ale rețelei din spațiul câmpiei. Se pot deosebi în acest sens două subetape.

În prima, râurile captate își mențin vechile cursuri din aval de punctul captării, dirijându-se în continuare spre sud, dar cu debite reduse.

Într-o a doua, pe fondul adâncirii în continuare a Someșului Mare, are loc un proces complex de întoarcere și reorganizare a rețelei din jumătatea nordică a Câmpiei Transilvaniei, care ajunge să fie drenată spre bazinul someșan, în timp ce rețeaua din jumătatea sudică rămâne fidelă nivelului de bază al Mureșului, datorită apropierii și adâncirii în continuare și a acestuia (Gârbacea, 1957; Savu, 1963). Dovezi ale acestui

mod de organizare a scurgerii sunt destul de puține. Doar înclinarea de la nord la sud a interfluviilor principale, contrară direcției actuale a văilor care o străbat, poate fi socotită ca o dovadă a sensului inițial de drenaj. Alături de acestea trebuie menționată și poziția nivelelor de bază ale Someșurilor și Mureșului, care și ele se dovedesc neconcordante cu vechea înclinare generală. Astfel, nivelul de bază al Mureșului este mai ridicat (375 m la Reghin, 305 m la Târgu Mureș și 270 la Luduș) decât cel al Someșurilor (243 m la Gherla, 254 m la Beclean și 232 m la Dej). Rezultă astfel o suspendare a Mureșului cu aproape 100 m față de Someșuri, care a fost fructificată de afluenții acestuia din urmă (Valea Ungurașului, Valea Fizeșului, Valea Meleșului etc.), în evoluția lor ulterioară (etapa cuaternară).

Se poate concluziona că, formarea rețelei hidrografice antecuaternare a fost condiționată de tectonică, litologie și structură, care a determinat adaptarea ei tiparelor majore ale reliefului inițial. În urma evenimentelor care au avut loc, rețeaua primară, ale cărei urme pot fi doar pe alocuri reconstituite, a suferit transformări repetate pentru a ajunge să se raporteze la două niveluri de bază (Someș și Mureș), a căror influențe se vor evidenția îndeosebi pe parcursul etapei cuaternare.

O altă unitate geomorfologică, drenată de Mureș și afluenții lui, este reprezentată de către **Dealurile Târnavei Mici**. Modelarea subaeriană a acestora începe la sfârșitul Pannonianului, când pe fondul retragerii apelor lacului existent în Depresiunea Transilvaniei, se schițează, conform cu înclinarea reliefului inițial, prima rețea de văi. Principala arteră hidrografică, a părții centrale a Depresiunii Transilvaniei, era reprezentată în timpul Dacianului (Pliocen superior) de un paleo Mureș (Josan, 1979), la care se adaugă apoi râul Târnava Mică, iar periferic Târnava Mare, pe sectorul Vânători – Copșa Mică. Rețeaua hidrografică inițială s-a adâncit în relieful preexistent, conducând la fragmentarea lui (Josan, 1979). Și în acest caz, în timpul mișcărilor tectonice din faza valahă, la fel ca pe cuprinsul întregii depresiuni, a avut loc adâncirea rețelei hidrografice în detrimentul suprafeței primordiale.

În poziționarea rețelei de văi un rol important l-a avut sistemul de fracturi, din Podișul Transilvaniei, și mișcările neotectonice. Mureșul, poziționat de la început pe teritorii afectate de mișcări negative, se suprapune și în prezent peste o linie de fractură (sectorul Luduș - Mirăslău) și pe una de contact, între Depresiunea Transilvaniei și Munții Trascăului (sectorul Mirăslău - Alba Iulia). De asemenea, Mureșul a suferit o deplasare continuă spre nord, în sectorul Târgu Mureș – Ocna Mureș, datorită mișcărilor negative din partea centrală a Depresiunii Transilvaniei și a celor pozitive din Carpații Meridionali (fapt dovedit de dispunerea monolaterală a teraselor), în timp ce în aval de Ocna Mureș s-a deplasat spre est, datorită mișcărilor pozitive din Munții Apuseni și a împingerii efectuate de afluenții săi de dreapta (Josan, 1979). La rândul său Nirajul a avut și el parte modificări cu toate că și-a păstrat în mare parte același traseu; este vorba de bazinul său superior care a suferit restructurări în dauna Târnavei Mici, care a captat rețeaua hidrografică ce drena Depresiunea Praid – Sovata.

Unul dintre cele mai controversate râuri transilvane, sub aspectul evoluției sale, este reprezentat de Târnava Mare. În literatura de specialitate părerile sunt destul de contradictorii: Rodeanu (1925) susține că de la Copșa Mică râul curgea spre Sibiu, de unde unit cu Cibinul se vărsa în Olt; Wachner (1931) precizează existența unui Olt care curgea prin Depresiunea Sibiu spre Copșa Mică pe Valea Visei; Ciupagea et al., (1970) presupun că Târnava Mare avea un traseu paralel cu al Târnavei Mici, cu vărsare direct în Mureș, la vest de Sebeș, pentru ca abia ulterior, pe măsură ce au fost îndepărtate o parte din depozitele pannoniene, Târnava Mare să-și schimbe cursul, începând din aval de localitatea Țapu, de unde se îndreaptă spre nord-vest, pentru a se întâlni cu Târnava Mică la Blaj; Josan (1979) susține ideea curgerii Târnavei Mari pe actuala vale a Visei spre Olt; totuși există și argumente cum ar fi prezența teraselor superioare ale Târnavei Mari și pe sectorul Copșa Mică – Blaj (Bălănescu, 1992), care susțin o continuitate a cursului Târnavei Mari pe actualul traseu. Prin urmare, pentru râurile principale din Podișul Târnavelor specifică a fost deplasarea lor spre nord, datorită în principal mișcărilor negative din partea centrală a Depresiunii Transilvaniei și mișcărilor pozitive din Carpații Meridionali.

Alături de râurile principale, afluenții lor se adâncesc și ei, punând în evidență relieful structural, proces care se continuă apoi pe parcursul etapei cuaternare.

Cea mai mare parte a **Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt** se află în bazinul hidrografic al Mureșului, fiind drenată de către afluenți de stânga ai acestuia (Gurghiu, Niraj, Târnava Mică și Târnava Mare). Formarea și evoluția rețelei hidrografice, din această unitate morfostructurală, a început odată cu retragerea mării miocene dinspre est și sud-est spre centrul Bazinului Transilvaniei (Mac, 1972). Râurile inițiale, urmau direcția de înclinare caracteristică platformei din Munții Perșani (Suprafața Poiana Mărului), care se continua în interiorul spațiului depresionar transilvan, direcție care *„s-a menținut până în preajma primelor erupții vulcanice, când tabloul hidrografic al regiunii este schimbat”* (Mac, 1972, p. 119). În urma erupțiilor are loc acoperirea cu materiale vulcanice a vechilor teritorii, ceea ce conduce la schimbări ale suprafeței topografice a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt.

Pe conurile vulcanice se formează văi torențiale, care se continuă apoi pe platoul structural, pentru a se vărsa în rețeaua hidrografică periferică (Mac, 1972). Dintre râurile colectoare se remarcă, prin pozițiile pe care le aveau, Târnava Mare și Târnava Mică. Cea din urmă avea un curs longitudinal și după ce drena Depresiunea Praid se dirija prin defileul de la Săcădate, fie spre Niraj (Rodeanu și Vulcu, 1957), fie se continua peste șaua de la Eremitu, în direcția subsidenței de la Reghin (Mac, 1972). La rândul ei Târnava Mare după ce colecta cea mai mare parte a afluenților de pe înălțimile Șiloș și Rez, se îndrepta prin Pasul Văleni – Chinușu, spre Homorodul Mare (Mac, 1972). Râurile principale se adaptează așadar, tiparelor majore ale reliefului, date de prezența conurilor vulcanice (Târnava Mică și Târnava Mare), de existența contactelor litologico-structurale și morfologice (Homorodul Mic și Homorodul Mare), la care se adaugă influențele datorate denivelările structurale (Mac, 1972).

Astfel, etapa precuaternară de evoluție a rețelei hidrografice, datorită erupțiilor vulcanice și a efectelor acestora a prezentat două subetape, prima fiind cea anterioară erupțiilor, iar cea de-a doua (romaniană sau levantină) posterioară depunerii aglomeratelor andezitice. Se poate concluziona, că în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, rețeaua hidrografică inițială, consecventă platoului de aglomerate vulcanice, în urma evoluției și-a păstrat direcția de curgere spre vest și după ce a pătruns în depozitele sedimentare neogene (Mac, 1972).

D. Formarea și evoluția văilor din bazinul Oltului

Cea mai mare parte, a sudului și sud-estului Depresiunii Transilvaniei, aparținea, în timpul Pliocenului, bazinului hidrografic al Oltului. Principala problemă a formării și evoluției rețelei hidrografice este strâns legată de geneza Văii Oltului, atât în spațiul depresionar, cât și de-a lungul defileului din Carpații Meridionali.

Majoritatea punctelor de vedere exprimate, față de formarea și evoluția Văii Oltului, prin Carpații Meridionali, se aliniază uneia din cele două ipoteze de bază: captarea, respectiv antecedența. Anterior cercetărilor lui de Martonne (1901, 1904, 1907 etc.), formarea defileului era considerată ca un rezultat al particularităților geologice ale sectorului montan respectiv. Cercetătorul francez a ajuns la constatarea că defileul s-a format la sfârșitul Pliocenului, în urma unei captări dinspre sud.

Alți adepți ai ipotezei captării sunt Wachner (1931) și Popescu-Voiteşti (1936); între susținătorii antecedenței se remarcă: Rodeanu (1925), Mihăilescu (1966), Posea (1967), Orghidan (1969), cel care subliniază existența unui canal de legătură vechi, pe care Oltul, *„rar exemplu de antecedență"* (p. 81), a persistat încă din pliocen, apoi Badea (1983), Popescu (1990) etc., citați de Sandu (1998). Autoarea menționată, în urma studierii geomorfologice a Depresiunii Sibiului, concluzionează că *„antecedența văii Oltului presupune stabilitate în modelarea Depresiunii Sibiului, fapt care se reflectă în aspectul general al reliefului"* (Sandu, 1998, p. 103).

Dintre autorii menționați, cele mai convingătoare argumente în favoarea antecedenței Oltului, în defileul de la Turnu Roșu, le aduce Orghidan (1969), el combătând și ipoteza conform căreia ar fi existat un curs, îndreptat de la Turnu Roșu spre nord, care ar fi presupus *„scurgerea în acel timp a apelor din bazinul actual al Oltului ardelean spre Mureș. Dar odată îndreptate apele prin terenurile mobile ale Bazinului Transilvaniei spre Depresiunea Panonică, în continuă scufundare tot timpul cuaternarului, nu vedem cum ar fi putut fi întoarse aceste ape printr-o captare dinspre sud, peste bariera în curs de înălțare a munților"* (Orghidan, 1969, p. 77). În sprijinul antecedenței, se aduce modul de dispunere a nivelelor de eroziune din defileu, cu deosebire nivelul de 1.000 m, care datând din pliocen a fost modelat pe seama nivelului mai înalt (de 1.500 m), conservat în sectorul nordic al defileului. Se subliniază astfel că

Valea Oltului *„era moştenitoarea unui vechi canal de legătură între mările interne din Bazinul Transilvaniei şi cele externe, canal deschis încă de la sfârşitul mezozoicului, foarte probabil odată cu formarea Bazinului Transilvaniei”* (Orghidan, 1969, p. 81).

În timpul Pliocenului dintre subunităţile drenate, de către afluenţi ai Oltului, se înscriu în general Podişul Secaşelor, Depresiunea Sălişte, Depresiunea Sibiului, Podişul Hârtibaciului, partea sudică a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt.

Înainte de eroziunea regresivă, a afluenţilor de stânga ai Mureşului, cea mai mare parte a sudului şi sud-estului **Podişului Secaşelor** era drenată de către afluenţi ai Oltului. Aceştia din urmă alcătuiau o reţea hidrografică primară, care se dirija preponderent dinspre spaţiul montan spre cel depresionar.

Această reţea de râuri a dăinuit până în romanian (Levantin), când are loc dezvoltarea afluenţilor de stânga ai Mureşului, care înaintând regresiv spre interiorul podişului dezorganizează vechea reţea hidrografică. În continuare, prin adâncirea râurilor menţionate, are loc fragmentarea suprafeţei iniţiale a Podişului Secaşelor, proces care se continuă şi în etapa cuaternară.

Comparativ, în bazinul Mureşului se sculptează până la 4 – 6 noi nivele de terasă, în timp ce, în bazinul Oltului, pe fondul unei relative stabilităţi **Depresiunile Sibiu şi Sălişte** rămân suspendate (fig. 4. 4), iar terasele nou formate sunt în număr de 3 – 4. Reţeaua hidrografică, care a rămas să dreneze Depresiunea Sălişte, se dovedeşte astfel mult mai veche, decât cea care formează bazinul superior al Secaşului Mare şi Apoldului în continuă expansiune. Vechimea ei pe aceeaşi direcţie de curgere este susţinută şi de către antecedenţa Văii Sălişte în cheia de la Dealul Zidul (Posea, 1969b).

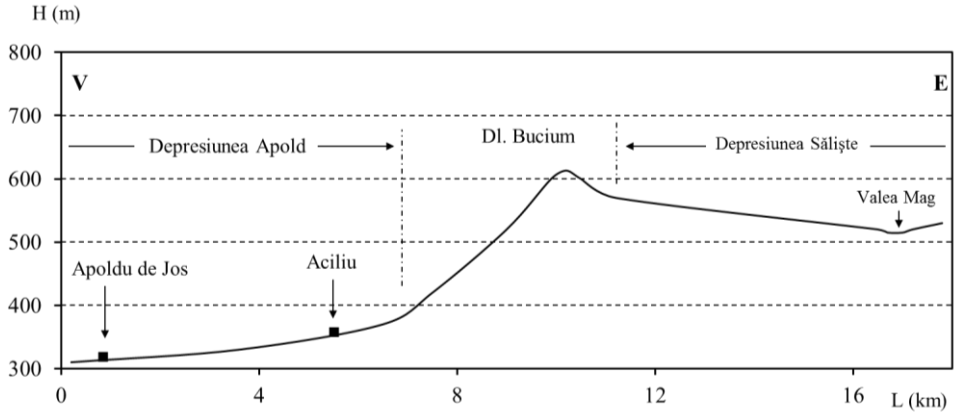


Fig. 4. 4. Profil geomorfologic la contactul dintre Depresiunile Apold şi Sălişte (Roşian, 2011, p. 51)

O situaţia aparte o reprezintă formarea şi evoluţia reţelei hidrografice din **Podişul Hârtibaciului**, îndeosebi datorită particularităţilor bazinului hidrografic

Hârtibaciu. Şi în partea sudică a depresiunii, după exondarea postpannoniană, datorată mişcărilor rhodanice, cursurile de apă care proveneau din teritoriile montane se organizau conform înclinării suprafeţei primordiale, către centrul Depresiunii Transilvaniei (Grecu, 1992), unde era posibil să fie colectate de un paleo Hârtibaciu (Tovissi, 1977). Se deduce astfel caracterul centripet al reţelei de văi iniţiale şi atributul de râu din prima generaţie pentru Hârtibaciului, care în condiţiile date avea o lungime mai mare decât cea actuală (Grecu, 1992). Ulterior remanierilor hidrografice, bazinul superior al Hârtibaciului este dezorganizat prin captări, ce au loc datorită intervenţiei afluenţilor Târnavei Mari, care interceptează sectoarele superioare ale văilor Saschiz şi Şaeş, precum şi ai Oltului, care captează Felmerul şi Valea Mare (Grecu, 1992). Captările au fost favorizate de rămânerea suspendată a văii Hârtibaciului (480 m la Brădeni, 426 m la Alţâna), faţă de văile Târnavei Mare (335 m la Sighişoara, 290 la Mediaş) şi Oltului (410 m la Voila, 385 la Porumbacu de Jos).

Prin faptul că, Hârtibaciul a rămas iniţial fără bazinul superior carpatic şi apoi şi fără cel din estul Depresiunii Transilvaniei, a avut în continuare o evoluţie cu totul specifică, datorată independenţei faţă de unitatea montană (Grecu, 1992). Tot ca o nota definitorie, se remarcă menţinerea drenajului spre acelaşi colector (Cibinul), comparativ cu Târnava Mare, care a devenit din afluent al Oltului, afluent al Mureşului, dacă se acceptă captarea ei la Copşa Mică.

În cazul râului Hârtibaciu, cu toate că în prezent, pe sectorul dintre Vărd şi Alţâna, este instalat pe un sistem de fracturi cu caracter circular, este neîndoielnic că iniţial, când încă curgea în depozite pannoniene, îşi continua drumul spre sud-vest de Vărd direct spre Nocrich (Ciupagea et al., 1970). Cotul pe care îl face în prezent între Beneşti şi Alţâna se datorează ajungerii la zi a depozitelor sarmaţiene, în urma eroziunii care a avut loc în Pliocenul superior şi Cuaternar.

În Pliocenul superior prin vărsarea Hârtibaciului şi a Târnavei Mari în Cibin, în partea sudică a Depresiunii Transilvaniei exista un mare bazin hidrografic, ale cărui ape erau colectate de către Olt (Grecu, 1992).

Prin afluenţii săi de dreapta, Oltul, drenează şi partea sudică a **Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt** (Dealurile Homoroadelor), în principal prin intermediul Homorodului Mic şi Mare. Şi în această parte a bazinului Oltului, situaţia antecuaternară era diferită, deoarece, cursul superior al Târnavei Mari se îndrepta prin Pasul Văleni – Chinuşu spre Homorodul Mare (Mac, 1972).

Încă de la începutul definitivării traseului său (Pliocen mediu), Oltul a constituit axul hidrografic major al **Depresiunii Făgăraş**, el colectând afluenţii care proveneau din unitatea montană (Munţii Perşani şi Făgăraş) şi din partea sudică a Podişului Hârtibaciu. Reconstituirea reţelei hidrografice, caracteristică Pliocenul superior, în Depresiunea Făgăraş, este mult mai dificilă, în comparaţie cu situaţia existentă în defileul de la Racoş şi în cel de la Turnu

Roşu, datorită repetatelor remanieri, care au avut loc şi mai ales rocilor friabile existente. Analizând nivelul superior al interfluviilor, din Podişul Hârtibaciului de Sud, şi racordul acestuia cu umerii superiori de vale, din defileul Oltului de la Turnu Roşu şi de pe bordura nordică a Munţilor Făgăraş, se ajunge la concluzia *„că încă din timpul formării acestei suprafeţe, poate mai corect spus din partea finală a perfectării ei (romanian inferior), Podişul Hârtibaciului de Sud era drenat de către un Olt deja existent, care la rândul său se scurgea spre sud, prin defileul de la Turnu Roşu."* (Popescu, 1990, p 63 - 64). Din momentul în care traseul Oltului devine relativ stabil pe traseul est-vest, el se va constitui un nivel de bază local, pentru sistemele de drenaj care proveneau din Munţii Perşani şi Făgăraş, precum şi din sudul Podişului Hârtibaciu, conducând în continuare la remanieri ale acestora îndeosebi pe parcursul etapei cuaternare (Roşian, 2011).

Astfel, cu toată evoluţia lor controversată, până au ajuns la stadiul actual, Mureşul şi Oltul au constituit nivelurile de bază la care s-au raportat majoritatea râurilor din partea centrală şi sudică a Depresiunii Transilvaniei. Diferenţa de nivel rămasă între cele două bazine, a determinat ca Depresiunea Sălişteі, să fie suspendată cu aproape 200 m, faţă de Depresiunea Apoldului. Această situaţie, care s-a accentuat pe parcursul etapei cuaternare, are ca efect continuarea eroziunii regresive a râurilor din Depresiunea Apold în detrimentul Depresiunii Sălişte.

Ridicarea părţii nord-vestice a depresiunii a determinat ca suprafaţa bazinelor hidrografice, aferente râurilor, ce se drenau iniţial spre nord-vest, să se reducă, în favoarea celor care se drenează în prezent spre sud-vest, din cauza mişcărilor de subsidenţă din cursul inferior al Mureşului (Ciupagea et al., 1970).

În această etapă de evoluţie, în culoarele văilor principale (Someş, Mureş, Olt etc.) se formează terase superioare, care dovedesc fixarea râurilor pe actualele trasee şi predominarea proceselor geomorfologice fluviale. Alături de schimbările climatice, acţiunea de instalare pe suprafeţe extinse a modelării fluviale, soldată cu adâncirea a râurilor, a fost favorizată şi de energia dobândită în urma mişcărilor tectonice din faza rhodanică.

În urma analizei formării şi evoluţiei reţelei hidrografice din această etapă, se poate concluziona că ea se extinde mai întâi în Podişul Someşan şi la contactul cu unitatea carpatică, ca o prelungire a râurilor montane, pentru ca ulterior, pe măsura exondării întregii depresiuni, să ocupe întreaga suprafaţă a acesteia şi să-şi continue evoluţia prin rectificări şi remanieri până la configuraţia actuală.

Aşadar, râurile iniţiale cu toate că şi-au păstrat în multe cazuri vechile trasee, au fost remaniate pe anumite sectoare cheie, fapt ce a condus la schimbarea configuraţiei reţelei de văi, proces care s-a continuat apoi de-a lungul etapei cuaternare.

4.2.1.2. Etapa cuaternară

Pe parcursul acesteia are loc continuarea procesului de definitivare, a configurației rețelei actuale de văi. Spre deosebire de remanierile etapei precedente, modificările cuaternare ale rețelei de văi sunt mai ușor de stabilit, iar păstrarea teraselor, permite fixarea lor sub aspect cronologic. În timpul Cuaternarului, evoluția rețelei hidrografice se caracterizează printr-un proces de adâncire, care pe majoritatea râurilor a avut loc sub nivelul terasei de 140 m, datorat îndeosebi mișcărilor tectonice și a alternanței condițiilor climatice din Cuaternar.

Dacă în etapa anterioară a avut loc definitivarea râurilor principale, îndeosebi mai mari de ordinul 4 (în sistemul Horton-Strahler), pe parcursul Cuaternarului are loc formarea și definitivarea rețelei secundare. Bineînțeles, unele modificări datorate captărilor (așa cum se va nota la momentul potrivit) vor afecta și râurile principale pe anumite sectoare. Formarea și evoluția rețelei secundare s-a derulat, în linii mari, în intervalul pleistocen – actual. Ca o continuare a fazei anterioare, ea a avut loc într-un context morfodinamic și tectonic marcat de oscilațiile climatice, specifice perioadelor glaciare și interglaciare (Irimuș, 1998).

Schimbările induse, de instalarea **climatului cuaternar**, au direcționat în mod hotărâtor modelarea reliefului transilvan. O dată cu debutul Cuaternarului, are loc trecerea de la clima caldă și umedă, a Romanianului, la cea a Pleistocenului inferior și mediu care evolua spre o glaciație, dar nu așa de riguroasă cum a fost Weichselian sau Würm (Diaconeasa și Tovissi, 1971, citați de Grecu, 1992). În continuare interglaciarul Cromerian sau Gunz – Mindel s-a caracterizat prin două faze de climă mai caldă, separate de o fază rece, după care Elsterianul sau Mindelul are două faze reci separate de una caldă (Grecu, 1992). Interglaciarul Holstein sau Mindel – Riss s-a dovedit mai cald, după care urmează o răcire accentuată specifică glaciarului Weichselian (Würm), din timpul Pleistocenului superior. Conform lui Cârciumaru (1980) Pleistocenul superior începe cu un interglaciar (Eemian sau Riss - Würm), urmat de glaciarul Weichselian (Würm), caracterizat printr-o succesiune de faze de răcire și ameliorare climatică. Dintre acestea, trei au reprezentat stadii glaciare, iar două interstadii de ușoară încălzire; primul stadiu glaciar a fost umed și rece, în timp ce următoarele două au fost mai riguroase, adică mai uscate și mai reci cu *„temperaturi deosebit de scăzute, ceea ce a dus în fază lor maximă la anularea umidității și prin urmare la degradarea puternică a vegetației și desființarea zonalității verticale a pădurilor din munții noștri”* (Cârciumaru, 1977, p. 8).

În aceste condiții Depresiunea Transilvaniei, în timpul perioadelor glaciare, aparținea domeniului permafrostului discontinuu, cu o evoluție influențată de condițiile climatice de vest - nord-vest și cu inversiuni termice frecvente (Ichim, 1980). Ca urmare, clima a cunoscut în timpul Pleistocenului nu numai o răcire

continuă cu maximele în Saalian (Riss) şi Weichselian (Würm), dar şi oscilaţii repetate datorate fazelor glaciare şi interglaciare, mai evidente în unitatea carpatică.

După încheierea Glaciaţiunii Weichseliane (Würm), se trece la climatul specific Holocenului inferior, corespunzător Preborealului, care era unul temperat cald şi umed (Feier, 2010). Pe parcursul Holocenului mediu, care se suprapune optimului climatic postglaciar, urmează un climat cald, în care totuşi se pot deosebi trei variaţii datorate diferenţelor de umezeală (Posea et al., 1974; Feier, 2010): faza boreală – caldă şi uscată, faza atlantică – rece şi umedă, faza subboreală – caldă şi uscată. Holocenul superior, corespunzător Subatlanticului, a avut un climat temperat umed şi rece (Feier, 2010). Pentru ca în prezent faza modelării contemporane, să se desfăşoare într-un context morfoclimatic, caracterizat de un regim neregulat al precipitaţiilor, reflectat şi în regimul de scurgere al râurilor (pericarpatic transilvan).

Se poate conchide că, în aceste condiţii, modelarea cuaternară, a depozitelor neogene din depresiune, s-a realizat sub influenţa oscilaţiilor climatice, care derulate pe fondul mişcărilor tectonice, s-au resimţit atât în dinamica fluvială cât şi în cea proceselor de modelare a versanţilor.

Ajungerea la valori de peste 3,5 km/km^2, ale densităţii fragmentării reliefului, dovedeşte amploarea pe care a luat-o dezvoltarea reţelei hidrografice, iar ca rezultat al acesteia continuă degradarea interfluviilor şi intensificarea proceselor de versant. Înseamnă ca spaţiul depresionar a fost supus unei intense eroziuni, continuată din Pliocenul superior, dar accentuată odată cu debutul Pleistocenului, care a fost favorizată de gradul redus de cimentare al depozitelor şi de înălţarea tectonică a depresiunii. Cu toate că eroziunea a predominat, în funcţie de capacitatea şi competenţa râurilor, au avut loc şi procese de acumulare, ale căror forme sunt reprezentate de glacisuri, conuri de dejecţie, terase, lunci etc.

În continuare, modificările care au avut loc pe parcursul Cuaternarului vor fi urmărite la nivelul principalelor unităţi morfostructurale ale depresiunii.

În **Podişul Someşan** remanierile care au afectat reţeaua hidrografică, la sfârşitul Pliocenului, se continuă şi pe parcursul Cuaternarului. Prin urmare, în Depresiunea Almaş-Agrij se definitivează procesul de formare a Agrijului în detrimentul Almaşului, prin captarea râurilor care se scurgeau din Munţii Meseş.

Acest proces, cu toate că a debutat în Pliocenul superior, când au fost captate doar văile Jacului şi Jurtenii (Savu, 1963), se prelungeşte pe parcursul Pleistocenului şi al Holocenului. Cele mai importante faze evolutive au avut loc în intervalul dintre formarea terasei de 140 m şi celei de 55 m, pe fondul unei serii succesive de captări, favorizate de adâncirea râurilor din Pleistocen (Savu, 1963). Datorită acestei evoluţii, Agrijul se dezvoltă ca vale de contact, între cristalin şi sedimentar, în timp ce Almaşul îşi continuă şi el acţiunea de eroziune regresivă, spre izvoarele Poicului (din Munţii Meseş) şi spre bazinul Crişului Repede (în Depresiunea Huedin). Relieful format în bazinele Almaşului şi Agrijului, a primit un aspect de dealuri separate de

culoare largi depresionare, în timp ce porțiuni însemnate din bazinul Crișului Repede și al Poiculuiau rămas cu un aspect de unități suspendate. La o astfel de situație s-a ajuns deoarece aceste râuri au avut de străbătut în continuare roci cristaline (Posea, 1978), ce au întârziat eroziunea pe verticală. Autorul menționat oferă și un tablou al evoluției viitoare, în care se arată că și Depresiunea Huedin și Podișul Păniceni vor *„fi fragmentate ca și restul Podișului Someșan. Tendința este să se delimiteze peste tot muntele cristalin de podișul sedimentar, formându-se între ele depresiuni de contact. Captarea iminentă a Crișului Repede la Huedin, care va determina și o captare a Călatei, va îngloba și sub aspect hidrografic, așa-zisa Depresiune Huedin în podișul Someșan, rămânând însă bazinetul Mărgăuței, similar Poiculuide azi, cu un drenaj spre Oradea."* (Posea, 1978, p. 5).

Remanieri de acest gen, dar de o amploare mai redusă s-au produs și în cazul altor bazine hidrografice din Podișul Someșan. În acest sens se remarcă: captările prin care Valea Șimișna captează Valea Vadului, apoi captarea de flanc a Văii Popeștilor de către Valea Nădășelului, Valea Băbuțului la Șoimeni a suferit de asemenea o captare din partea unui afluent al Văii Borșa (Savu, 1963).

Unul dintre rezultatele evoluției cuaternare îl constituie sistemul de terase format pe râurile principale. Pentru bazinul Someșului se remarcă următoarele terase: t_1 3 - 4 m, t_2 8 – 12 m, t_3 18 – 22, t_4 35 m, t_5 55 m, t_6 75 m, t_7 90 – 110 m, t_8 140 m (cuaternare) și t_9 160 – 200 m (pliocenă); dintre terasele bine reprezentate pe afluenți (văile Lonea, Borșa, Olpret, Almaș, Agrij etc.), se remarcă t_1, t_3, t_4, t_7 (Savu, 1963).

Pentru **Depresiunea Lăpuș** este specifică definitivarea, la parametrii actuali, ai rețelei de râuri, din spațiul propriu-zis al depresiunii, după ce pe parcursul etapei anterioare a fost conturată cu precăderea rețeaua marginală (de exemplu, Defileul Lăpușului). Instalarea rețelei secundare actuale, survine perioadei de la sfârșitul Pliocenului, când în cuprinsul depresiunii o extindere semnificativă o aveau piemonturile; acestora le era caracteristică o rețea nestabilă, divergentă și cu difluențe (Posea, 1962a). Dezvoltarea rețelei cuaternare a fost favorizată așadar de schimbările climatice de la începutul Pleistocenului și de mișcările de ridicare din faza valahă. Permanentizarea scurgerii în albii organizate, determină adâncirea văilor cu peste 100 m (Posea, 1962a), în detrimentul suprafeței inițiale, care în urma fragmentării ia aspectul unor interfluvii situate aproximativ la aceleași altitudini. Pe parcursul Cuaternarului, sub influența mișcărilor tectonice și a schimbărilor climatice se formează, pe râul Lăpuș și pe principalii afluenți ai acestuia (Dobric, Libotin, Suciu etc.), terase fluviale. Acestea sunt în număr de șase, de la t_1 2 – 4 m până la t_6 75 – 85 m, cele mai dezvoltate fiind t_3 30 – 35 m și t_4 50 – 55 m.

Evoluția rețelei de văi din **Dealurile Bistriței**, după ce a fost organizată în timpul Pliocenului superior, prin formarea cursului unitar al Șieului, se continuă pe

parcursul etapei cuaternare, pentru a se ajunge la forma actuală. În acest caz, faza cuaternară debutează după formarea terasei de 140 m (t_8), când văile principale (Bistriţa, Şieu, Budac, Ardan, Şieuţ, Sărata, Tănasă, Dipşa etc.), curgeau pe traseele actuale (Gârbacea, 2015). Alături de adâncirea râurilor şi formarea sistemului de terase, între modificările mai importante se remarcă cea a Budacului, din depresiunea cu acelaşi nume, la care se adaugă captările în urma cărora s-a format Valea Măgheruşului, Valea Tărpiului, Văile Sărata de Sus şi de Jos, Valea Mică, cursul superior al văii Sărata, Ardanul etc. De asemenea, în Piemontul Călimanului (Dealurile Ardanului) reţeaua de văi cu o dispoziţie iniţială radiară, îşi păstrează în bună parte caracterele ei iniţiale, date de prezenţa difluenţelor (la Cuşma) şi de caracterul general divergent (Gârbacea, 2015).

Un element de specificitate, a reliefului din Dealurile Bistriţei, rezultat în urma evoluţiei hidrografice, îl constituie terasele fluviale. Ele sunt bine reprezentate pe Bistriţa şi pe Şieu, dar se întâlnesc fragmente şi pe Budac şi Ardan. Prin cercetări amănunţite în teren au fost deosebite opt terase: t_1 2 – 3 m, t_2 10 – 11 m, t_3 15 – 18 m, t_4 31 – 38 m, t_5 50 – 53 m, t_6 70 – 74 m (cuaternare), t_7 90 – 100 m, t_8 130 – 140 m (pliocene), cele mai dezvoltate fiind terasa de luncă şi t_4 (Gârbacea, 2015).

Raportarea râurilor care drenează **Câmpia Transilvaniei**, la două niveluri de bază distincte situate periferic, încă din timpul Pliocenului superior, a determinat o evoluţie specifică a reţelei de văi, rămasă oarecum în afara influenţei directe a unităţii carpatice. Acest lucru a condus la lipsa râurilor alohtone, ceea ce alături de dispunerea paralelă a râurilor principale, orientate pe direcţie meridională (faţă de Someşuri şi Mureş), precum şi de asimetria majorităţii bazinelor morfohidrografice, constituie una din notele de originalitate ale acestei hidrografii. Evoluţia cuaternară a determinat în acest caz, formarea unor văi largi, ramificate, cu râuri de ordinul unu bine dezvoltate (cu bazinete de obârşie) şi cu profil longitudinal evoluat.

Pe tot parcursul cuaternarului cumpăna hidrografică, dintre bazinul Mureşului şi al Someşelor, a suferit o deplasare dinspre altitudinile mai ridicate din nordul câmpiei (Dealul Dumbralivezi 638 m, Dâmbu Stânii 610 m, Dealul Unguraş 621 m etc.), spre partea mediană a acesteia, fiind poziţionată în prezent aproximativ pe aliniamentul localităţilor: Boju, Aruncuta, Mociu, Cămăraşu, Budeşti, Miceştii de Câmpie, Comlod, Ocniţa, Teaca. În această situaţie, afluenţii Someşului Mic şi a Someşului Mare (Fizeşul şi Meleşul) au trecut la sud de linia marilor înălţimi, rămase de la vechea configuraţie pliocenă, ceea ce a determinat existenţa unei neconcordanţe între cumpăna orografică şi cea hidrografică. Prima se situează la 10 – 15 km faţă de Someşul Mare, în timp ce a doua se află la peste 40 km în bazinul Fizeşului (la sud de Mociu) şi la 30 km în bazinul Meleşului - la nord de Budeşti (Pop, 2001). Diferenţa de aproape 100 m (305 m la Târgu Mureş şi 232 m la Dej), între cele două niveluri de bază, la care se raportează râurile câmpiei, a determinat o eroziune mai accentuată pe văile din partea de nord a

câmpiei (Valea Unguraşului, Valea Fizeşului, Valea Meleşului etc.), faţă ce cele din sud. Aceasta determină ca la sud de cumpăna de ape, caracterele care au condus la denumirea acestei unităţi morfostructurale Câmpia Transilvaniei, să predomine, tocmai datorită raportului de forţe între posibilitatea de adâncire a văilor şi procesele de versant (Gârbacea, 2015).

Procesul de adâncire a râurilor, care a avut loc în timpul Pliocenului superior, datorat mişcărilor valahe, se continuă şi în **Dealurile Târnavei Mici** pe parcursul etapei cuaternare. De asemenea, râurile principale şi-au menţinut deplasarea spre nord, sub efectul mişcărilor negative ale Mureşului mijlociu, dovadă fiind terasele superioare rămase pe partea stângă (Josan, 1979). Râurile de ordin 3 şi 4 (în sistemul Horton – Strahler), din momentul formării lor, au evoluat sub efectul aceloraşi cauze principale, cu menţiunea că unele dintre ele au suferit adaptări evidente la structura de tip dom. Se remarcă în acest sens râurile: Balta (domul Cetatea de Baltă), Valea Lungă, Valea Rea, Valea Lodroman şi Valea Chesler (domul Tăuni) etc. Tendinţa de adaptare a reţelei secundare, la nivele de baza în coborâre, se observă şi pe interfluviul dintre Târnava Mare şi Târnava Mică, îndeosebi la est de Târnăveni, unde afluenţii Târnavei Mici au înaintat regresiv spre bazinul hidrografic al Târnavei Mari. Există şi în acest caz o neconcordanţă între cumpăna hidrografică – mult împinsă spre sud – şi cea orografică. Aceeaşi situaţie se repetă şi pe interfluviul dintre Târnava Mică şi Mureş, unde cumpăna hidrografică a fost deplasată până aproape de Târnava Mică (Josan, 1979).

În cadrul văilor principale, datorită adâncirii ritmice a râurilor din timpul Cuaternarului, are loc formarea teraselor. Au fost stabilite în acest sens următoarele terase pentru Dealurile Târnavei Mici: t_1 3 – 6 m, t_2 8 – 12 m, t_3 18 – 25 m, t_4 30 – 40 m, t_5 50 – 60 m, t_6 80 – 90 m, t_7 110 – 120 m, t_8 130 – 140 m şi t_9 150 – 160 m (Josan, 1979).

Continuarea evoluţiei reţelei de văi din Pliocenul superior – Levantin se caracterizează, în **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt**, prin adâncirea epigenetică a râurilor pe direcţiile de drenaj existente, la care se adaugă cele nou formate. Evenimentele din etapa cuaternară au fost încadrate în două faze distincte (Mac, 1972): prerissiană şi postrissiană.

În prima, are loc trecerea de la o reţea iniţială, consecventă şi torenţială, la una organizată, care va sculpta terasa de 100 m şi pe cea de 75 – 80 m; odată cu permanentizarea scurgerii, prin amploarea pe care a căpătat-o eroziunea liniară, râurile s-au adâncit cu peste 100 m, fapt care va determina fragmentarea suprafeţelor mai vechi în interfluvii, situate aproximativ la aceleaşi altitudini.

În faza postrissiană, comparativ cu cea anterioară, când au avut loc mai mult acţiuni de lărgire a văilor, are loc o alternanţă între lărgiri şi îngustări. În această fază se petrec principalele remanieri hidrografice. Între acestea se înscrie, pentru bazinul Târnavei Mari, captarea pârâului Feernic (Nico Alb), care la nivelul terasei

de 70 m mai curgea peste înşeuarea de la Bulgăreni, spre Depresiunea Odorhei (fig. 4. 5), traseu care a fost părăsit numai după adâncirea masivă ulterioară terasei a VI-a (Mac, 1972).

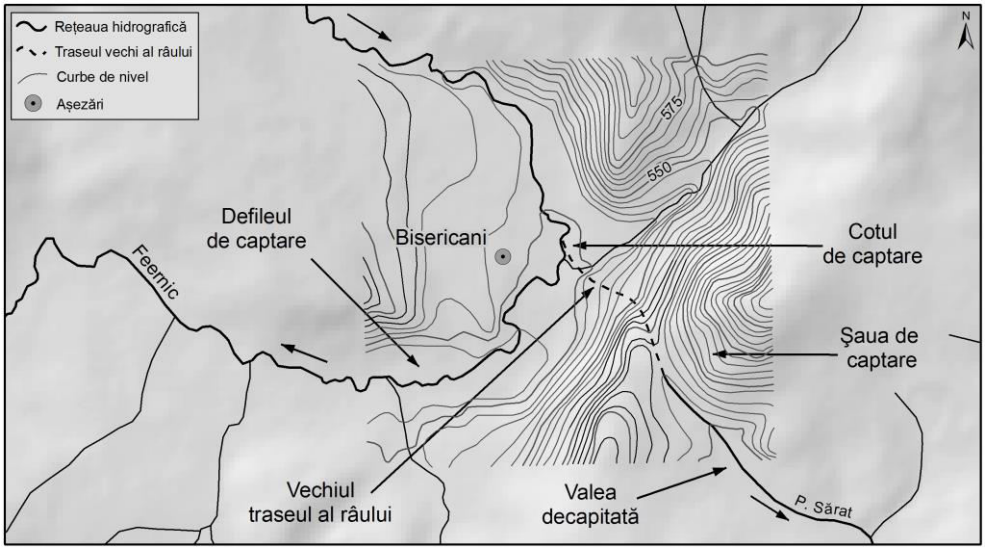


Fig. 4. 5. Captarea Feernicului la Bisericani (Roşian, 2017, p. 352)

La aceasta se adaugă remanierea râului (cursul superior actual al Târnavei Mici), care după ce drena Depresiunea Praid – Sovata, se îndrepta prin defileul de la Săcădate fie spre Niraj (Rodeanu şi Vulcu, 1957), fie se continua peste înşeuarea de la Eremitu, pe actualul traseu al văii Beica, în direcţia subsidenţei de la Reghin (Mac, 1972). Captarea vechiului curs a avut loc prin intermediul râului Târnava Mică, care prin raportarea la acelaşi nivel de bază al Mureşului, dar mult mai coborât (230 m la confluenţa Târnavei cu Mureşul, faţă de 345 m la confluenţa pârâului Beica cu Mureşul) şi pe fondul influenţei depozitelor sedimentare, de sub fostul platou de aglomerate, a reuşit să capteze vechiul râu care se drena spre subsidenţa de la Reghin.

În urma procesului de captare, reţeaua hidrografică anterioară, de tip longitudinal, primeşte caracter transversal pe sectorul Sovata – Sărăţeni (Rodeanu şi Vulcu, 1957). Specifică este formarea de noi cursuri autohtone, pe care seria teraselor începe abia cu nivelul de 55 – 60 m. Tot pe parcursul etapei cuaternare are loc captarea reţelei din Depresiunea Odorhei, de către Târnava Mare, în urma străpungerii defileului de la Porumbenii Mari (Mac, 1972).

În lungul văilor principale, dar şi pe unii afluenţi, a avut loc pe parcursul acestei etape, sculptarea teraselor fluviale. Au fost deosebite pentru Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, un număr de 6 – 7 terase, după cum urmează: Niraj 6, Târnava Mică 6, Târnava Mare 7, Homoroade 7 (Mac, 1972); pentru Târnava

Mare treptele de terasă au următoarele altitudini relative şi vârste: t_1 4 – 6 m (Holocen), t_2 8 – 15 m (Pleistocen, a doua jumătate a perioadei Würm), t_3 18 – 24 m (Pleistocen superior, Würm 1), t_4 30 – 40 m (Pleistocen mediu, Riss), t_5 50 – 65 m (Pleistocen inferior, Mindel), t_6 75 – 85 m (Pleistocen inferior, Gunz), t_7 100 – 120 m (începutul Pleistocenului) (Mac, 1972), cu menţiunea că vârsta este aceeaşi pe toate râurile din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt.

Remanierile reţelei de văi, care au avut loc la sfârşitul Pliocenului, au determinat ca cea mai mare parte a **Podişul Secaşelor** să fie drenată de către afluenţi ai Mureşului, excepţie făcând râurile care sunt colectate de către Sălişte. În etapa cuaternară, adâncirea reţelei existente şi formarea râurilor de ordin 1 – 3 (în sistemul Horton-Strahler) a avut loc în detrimentul suprafeţelor interfluviale rămase din etapa anterioară. Reţeaua hidrografică este preponderent autohtonă, cea alohtonă fiind situată marginal. În partea centrală a podişului, în urma evoluţiei reţelei hidrografice se formează râul Secaşul Mic, al cărei vale asimetrică este dată de prezenţa frontului de pe partea dreaptă, în timp ce pe partea stângă sunt prezente terasele. Acestea în număr de şase (Raboca, 1995), au următoarele altitudini relative: t_1 2 – 4 m, t_2 9 – 10 m, t_3 18 – 25 m, t_4 30 - 45 m, t_5 50 – 65 m, t_6 70 – 85 m. Numărul teraselor diferă însă, pe râurile periferice din sudul podişului, în funcţie de nivelul de bază la care acestea se raportează. Astfel, pe Secaşul Mare (raportat la nivelul Mureşului) s-a format şase terase, în timp ce râul Sălişte, care drenează depresiunea suspendată, cu acelaşi nume, şi se raportează la nivelul Oltului are doar două terase, la care se adaugă lunca.

Evoluţia reţelei de văi din **Podişul Hârtibaciului** a fost influenţată pe parcursul cuaternarului, doar dintr-un singur sens - nivelul de bază relativ stabil al Oltului – din moment ce presupusul său bazin montan a fost pierdut la sfârşitul pliocenului. În aceste condiţii *„slabele variaţii ale nivelului de bază format de Olt se transmiteau în mică măsură pe Hârtibaciu, în spatele defileului epigenetic, în formare de la vărsarea Hârtibaciului”* (Grecu, 1992, p. 68). Ca rezultat al acestei situaţii este numărul redus de terase, doar patru: t_1 2 – 3 m, t_2 10 – 15 m, t_3 20 – 35 m, t_4 40 – 55 m (Grecu, 1992), prima fiind reprezentată de către luncă.

După conturarea cursului Oltului în timpul Pliocenului superior, pe parcursul etapei cuaternare, începând din Pleistocenul inferior şi mediu în **Depresiunea Făgăraş**, începe realizarea câmpiei piemontane aluvio-proluviale făgărăşene şi conturarea spaţiului depresionar în limitele sale actuale; în acelaşi timp, în partea vestică a depresiunii, se formează şi terasele Oltului de 140 – 150 m, 110 m şi 80 – 85 m (Popescu, 1990). Sub acest nivel se dezvoltă glacisul-terasă superior (din interglaciarul riss-würm până în $würm_2$), precum şi terasele Oltului de 60 – 70 m şi 45 – 60 m, apoi glacisul terasă mediu (din interstadiul $würm_2$-$würm_3$ până în $würm_3$) la care se adaugă terasa de 20 – 25 m. La rândul său, glacisul terasă inferior, se formează în intervalul cataglaciar $würm_3$ – începutul holocenului şi *„continuă*

definitivarea reliefului depresionar după acelaşi model morfogenetic, însă evident cu o forţă de eroziune laterală a râurilor făgărăşene mult încetinită" (Popescu, 1990, p. 140); în acest interval se formează şi terasa de 6 – 12 m a Oltului, urmată pe parcursul holocenului de formarea unităţii de luncă.

În urma unei astfel de evoluţii, se remarcă prezenţa corespondenţelor de ierarhizare, între treptele principale de relief şi reţeaua hidrografică, fiecăreia fiindu-i specifică o anumită generaţie de văi; raportat la râul Olt, au fost distinse două sisteme hidrografice principale: sistemul colinar (situat în partea de nord a depresiunii) şi sistemul depresionar (Popescu, 1990). Dintre acestea, sistemul hidrografic colinar, prezintă sub aspect ierarhic trei generaţii de văi: generaţia văilor Frontului de cuestă Nord-Făgărăşan, generaţia văilor torenţiale de podiş şi generaţia văilor de podiş. La rândul său, sistemul hidrografic depresionar este influenţat, sub aspectul configuraţiei şi a caracteristicilor sale, de către treptele morfogenetice şi morfo-cronologice ce se succed de la sud spre nord. În acest sens au fost stabilite patru generaţii de văi de văi: generaţia ravenelor şi ogaşelor frunţilor de terasă, generaţia de văi a glacisurilor fluvio-periglaciare, generaţia văilor submontane şi generaţia văilor montane (Popescu, 1990). În aceste condiţii, generaţiile de văi menţionate pun în evidenţă o organizare gradată a reţelei hidrografice, în concordanţă cu formarea marilor trepte ale reliefului.

Concluzia la care ajunge autorul citat, în urma analizelor realizate, este că *„întregul relief al Depresiunii Făgăraş, cu excepţia dealurilor submontane a căror cronologie este similară Podişului Hârtibaciului, s-a realizat în timpul cuaternarului. Dar, în acest interval de timp au fost construite prin eroziune şi acumulare o suită de trepte morfogenetice – glacisuri piemontane, glacisuri-terase, lunci, - a căror geneză este legată în primul rând de oscilaţiile climatice cuaternare"* (Popescu, 1990, p. 128).

În urma analizei paleoevoluţiei geomorfologice a văilor din Depresiunea Transilvaniei, se constată că *„au avut loc mai multe răsturnări ale direcţiilor de drenaj dictate de: trecerea arterelor hidrografice de la cuverturile sedimentare superioare acumulate sub forma unor coastal – plane – uri, la formaţiunile de adâncime deranjate tectonic; interceptarea de către văi a unor aliniamente rupturale de profunzime transmise până în cuvertura terţiară; manifestarea neotectonică pe sectoarele de intersecţie ale liniilor de dislocare a fundamentului şi, deci, constituirea unor nivele de bază locale deosebit de active."* (Mac şi Sorocovschi, 1977, p. 81).

În funcţie de caracteristicile substratului, reţeaua hidrografică a Depresiunii Transilvaniei, a fost supusă unui proces de adaptare continuă, în timpul adâncirii sale epigenetice şi antecedente (Mac şi Sorocovschi, 1977). Conform autorilor citaţi, în configuraţia actuală a reţelei se pot recunoaşte mai multe *generaţii de văi*, ca efect al conlucrării dintre structură, tectonică şi relief:

- *generația primară* este consecventă pe direcțiile primordiale de drenaj, spre poarta Someșului și Mureșului; îi sunt specifice prin sectoare parțiale Someșul, Mureșul, Târnavele și Hârtibaciul;

- *generația adaptată marilor dislocații tectonice* este caracteristică cursurilor Someșului Mic (sectorul Apahida - Dej), Mureșului (în aval de Reghin), Târnavei Mici (între Cetatea de Baltă și Blaj), Târnavei Mari (sectorul Copșa Mică - Blaj), Hârtibaciului (Alțâna - Mohu), Oltului (între Avrig și Porcești) etc.;

- *generația cu profil răsturnat* corespunde râurilor îndreptate către sectoarele influențate neotectonic, care primesc rol de nivele de bază locale; sunt specifice așadar Valea Mare, Valea Ticușului, Valea Scroafei, Valea Șaeșului etc.;

- *generația adaptată sectoarelor de bombări sau lăsări neotectonice*, din cadrul unităților morfostructurale majore, transmise apoi cuverturii terțiare prin deformații rezultate în urma proceselor diapire (domuri, sinclinale, monoclinuri largi etc.); văile din această generație sunt scurte, au un regim torențial cu tendințe de adâncire în unitățile ridicate sau de anastomozare și lăcuire în unitățile de lăsare neotectonică (Mac și Sorocovschi, 1977).

O dată cu umplerea masivă a văilor, cu materiale provenite atât din spațiul montan, cât și de pe versanți, proces care a avut loc în timpul Glaciarului Veichselian (Würm), începe o diferențiere a proceselor petrecute în albia râurilor și pe versanți (Mac, 1972). Se ajunge în consecință la instalarea unor relații morfodinamice de non-conlucrare, între albii și baza versanților, prin interpunerea unor fâșii tampon de tipul, luncilor, teraselor și glacisurilor.

Se poate concluziona că rețeaua de văi și formele de relief caracteristice, reflectă în mod fidel evoluția geomorfologică a depresiunii, în intervalul de timp scurs de la ultima exondare. În apropiere de unitatea carpatică, îndeosebi unde cristalinul vine în contact cu sedimentarul, prin participarea rețelei hidrografice, tendința este să se delimiteze muntele cristalin de sedimentarul bazinului, prin formarea depresiunilor de contact. Chiar și în situația altor tipuri de contact, cum este în cazul versantului vestic al lanțului vulcanic din Carpații Orientali, râurile se caracterizează prin lărgirea văilor la ieșirea din spațiul montan; în această categorie se înscriu Mureșul, Gurghiul, Nirajul, Târnava Mică, Târnava Mare etc.

Acest mod de urmărire a evoluției rețelei de văi, a făcut posibilă conturarea importantelor remanieri care au avut loc atât în plan vertical, cât și orizontal. În sens vertical rețeaua a înregistrat etape de adâncire și de eroziune activă, care au alternat cu etape de relativă stagnare, în timp ce în plan orizontal, evoluția s-a manifestat prin captări (Roșian, 2011). În același timp, ambele tipuri de modificări s-au aflat în strânsă legătură, fiind condiționate unele de altele, în special captările depinzând de perioada de adâncire.

De asemenea, captările au fost influențate și de diferențele de intensitate înregistrate de procesele de eroziune și acumulare, datorate regimului scurgerii,

mărimii şi pantei bazinelor hidrografice, litologiei şi structurii, poziţiei nivelelor de bază. Ca urmare, formarea şi evoluţia reţelei de văi a avut loc în strânsă corelaţie cu informaţia oferită se substrat. Acesta din urmă, prin litologie şi structură a influenţat în mod hotărâtor actuala configuraţiei a ei.

Reţeaua de văi cu toate că are o morfologie definitivată în Cuaternar, instalarea şi ierarhizarea ei este însă rezultatul unui lung proces evolutiv, condiţionat la rândul său de extinderea şi transformările geologice ale uscatului, de structura şi tectonica lui, de litologie, de caracteristicile reliefului montan din proximitate, de schimbările climatice, precum şi de activităţile antropice.

4.2.2. Ordinul reţelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei

Răspunsul la întrebarea – Cât de evoluată este reţeaua hidrografică din Depresiunea Transilvaniei? este dat de ordinul (în sistemul Horton-Strahler) la care au ajuns râurile autohtone (cele care au în întregime bazinul hidrografic în depresiune). Ordinul lor a fost exhaustiv analizat într-o lucrare publicată anterior (Roşian, 2011), motiv pentru care în acest subcapitol vor fi reluate doar concluziile.

După urmărirea formării şi evoluţiei reţelei de văi din depresiune, se poate trece în continuare, pe baza informaţiilor oferite de către reţeaua actuală (fig. 4. 6.), la analiza cantitativă a râurilor transilvane la nivel de bazine hidrografice.

Pentru scoaterea în evidentă a specificului transilvan, au fost selectate 35 de bazine hidrografice autohtone: 13 de ordinul patru, 19 de ordinul cinci şi 3 de ordinul şase (fig. 4. 7).

Cunoaşterea valorilor ordinului colectorului principal pentru cele 35 de bazine hidrografice, permite sublinierea următoarelor **concluzii** (Roşian, 2011).

Unul dintre rezultatele principale, ale modului de evoluţie a reţelei de văi, îl reprezintă ordinul la care au ajuns râurile care le drenează. În cazul de faţă cu toate că râurile autohtone au ajuns la ordinul de mărime 6, doar trei dintre ele se încadrează în această categorie: Hârtibaciu, Fizeş şi Dipşa.

Ele sunt urmate de râurile de ordinul 5, care sunt bine reprezentate pe cuprinsul Depresiunii Transilvaniei, în această categorie înscriindu-se: Amlaş, Luduş, Visa, Comlod, Nadăş, Luţu, Secaşul Mic, Saschiz, Meleş, Borşa, Pârâul Nou, Lonea, Sălătruc, Balta, Cincu, Laslea, Poiana, Brâglez, Unirea etc.; de precizat că ele nu sunt singurele râuri cu ordinul 5 din depresiune.

Dintre râurile de ordin 4 se remarcă: Valea Mare, Fărău, Cuşmed, Şimişna, Olpret, Sărata, Felmer, Goagiu, Racilor, Ticuş, Pănade, Paloş, Veţca etc.

În funcţie de evoluţia viitoare, valoarea ordinului poate suferii modificări, datorită tendinţei de a se ajunge la un echilibru dinamic, prin creşterea gradului de realizare a bazinelor (raportul între numărul segmentelor de râu de ordinul 1 şi raportul de confluenţă ridicat la puterea ordinului râului principal minus 1), care

în cazul majorității râurilor de ordinul 4 și 5 încă nu au ajuns la valoarea 1. Acest fapt prognozează în continuare o evoluție în sensul sporirii numărului segmentelor de ordin inferior, aspect care însemnă, printre altele, creșterea numărului proceselor geomorfologice și accelerarea dinamicii lor în cadrul albiilor și pe suprafața versanților.

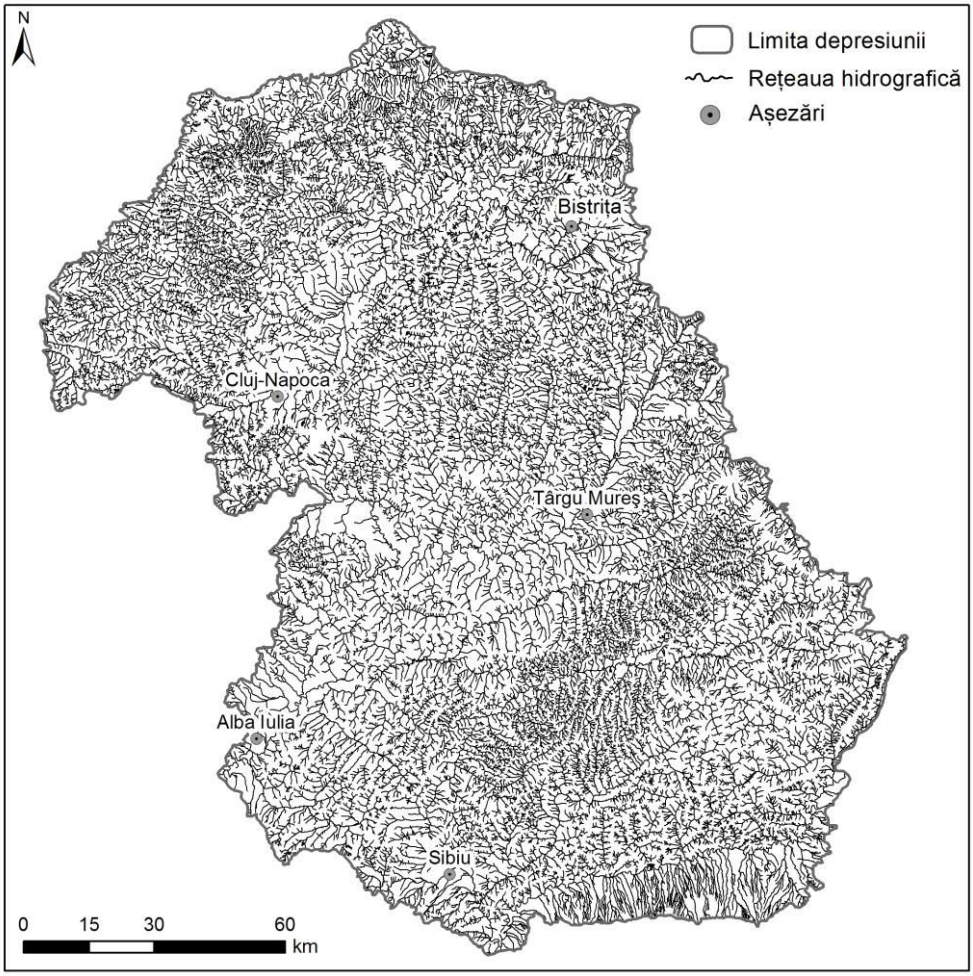


Fig. 4 .6. Rețeaua hidrografică din Depresiunea Transilvaniei

În mod normal râurile de ordinul 1 sunt cele mai tinere, dar și între acestea există mari diferențe. Este destul să ne gândim la vârsta unui torent actual și la cea a unei văi subadaptate din Câmpia Transilvaniei (formată în condiții periglaciare), care în mod surprinzător au același ordin: 1. În cazul torenților evoluția lor este destul de rapidă, conducând la fragmentarea versanților, pe când văilor subadaptate, prin dimensiunile pe care le au (lățimi de până la 300 – 500 m, sau chiar mai mult și

lungimi de peste 2 km), prezintă proprii lor versanţi. Aceştia din urmă sunt în unele cazuri fragmentaţi de către torenţii actuali, cei care sporesc ordinul reţelei hidrografice (în sistemul Horton-Strahler).

Indiferent de traiectoria evolutivă ulterioară se va menţine un decalaj între ordinul râurilor principale autohtone (care au maxim 6 - în sistemul Horton-Strahler) şi râurile principale care traversează spaţiul depresionar, dar care provin din unitatea carpatică (Someşuri, Arieş, Mureş, Târnave, Olt etc.), al căror ordin este mai mare de 8 (în sistemul Horton-Strahler).

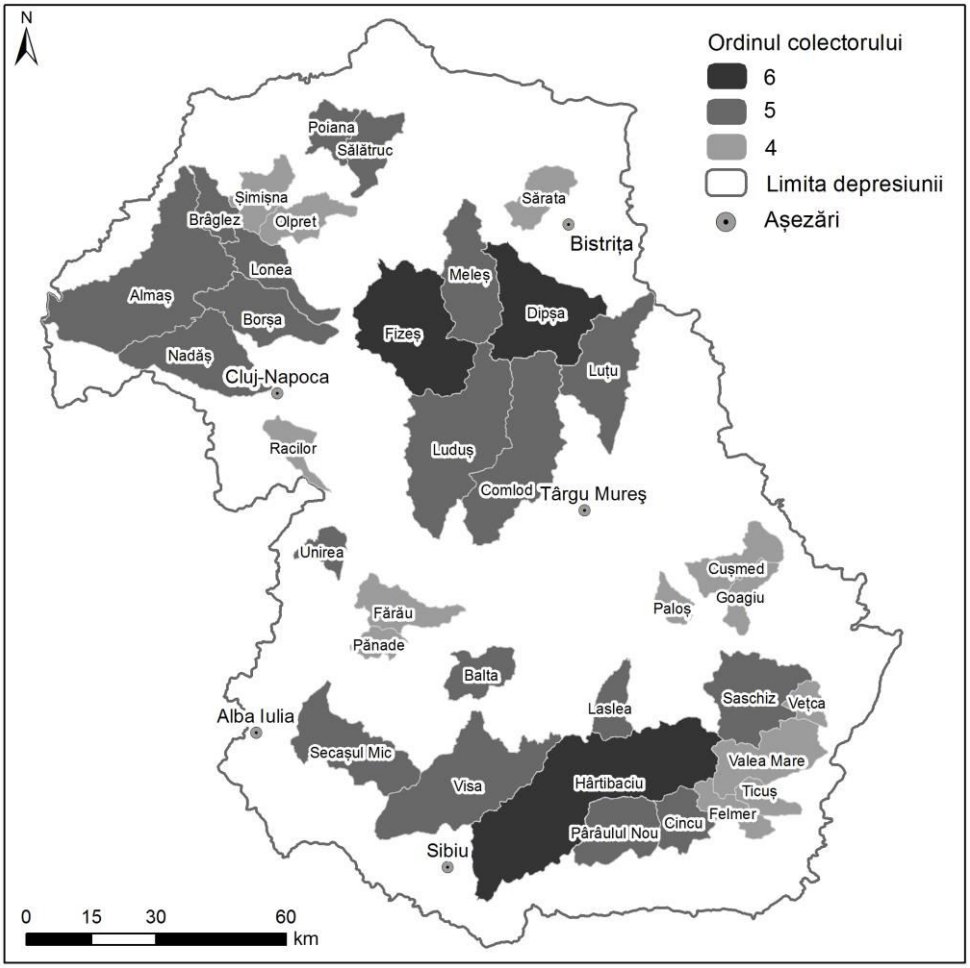


Fig. 4. 7. Ordinul colectorului din bazinele hidrografice analizate

Configuraţia actuală a reţelei de văi este aşadar rezultatul unui proces evolutiv îndelungat, dezvoltat după legi obiective, ca rezultat al interacţiunii dintre substrat şi factorii hidrometeorologici, la care în ultima vreme s-a adăugat şi factorul antropic.

4.3. FORMAREA INTERFLUVIILOR

Introducere. Legat de formarea şi evoluţia reţelei hidrografice, în urma căreia au rezultat văile din Depresiunea Transilvaniei, este şi geneza interfluviilor (suprafeţele de teren care separă văile). Se consideră că interfluviile sunt efecte indirecte ale eroziunii fluviale (Coteţ, 1973).

Formarea interfluviilor debutează la sfârşitul Pannonianului, când după exondare, are loc, conform cu înclinarea reliefului iniţial, schiţarea primei reţele hidrografice. Această din urmă, prin adâncirea ei, a contribuit la fragmentarea suprafeţei primordiale, din care au fost individualizate interfluviile majore din depresiune, orientate spaţial după direcţia curgerii râurilor principale.

La configuraţia şi modul de dispunere a interfluviilor actuale au contribuit, alături de evoluţia reţelei de văi, prin procese specifice albiilor, şi procesele geomorfologice produse pe suprafaţa versanţilor. De asemenea, aspectul lor actual reflectă şi influenţele structurii şi ale litologiei.

S-a ajuns astfel, ca interfluviile din Depresiunea Transilvaniei să fie suprafeţe geomorfologice complexe, rezultate în urma intercondiţionărilor tectonice, structurale, litologice, morfologice, climatice, hidrografice şi antropice.

Desăvârşirea acestora, într-o formă oarecum apropiată de cea actuală, este decisă în mare măsură, de procesele geomorfologice derulate pe parcursul ultimei părţi a Cuaternarului, când procesele fluviatile, comparativ cu situaţia existentă înainte, devin dominante.

Cu toate că interfluviile sunt considerate, de majoritatea cercetătorilor, suprafeţe de nivelare şi niveluri de eroziune, în această lucrare ele nu vor fi abordate în maniera în care sunt prezentate în vasta literatură de specialitate, adresată acestei problematici. Le consider mai degrabă resturi ale suprafeţei primordiale a depresiunii, rezultate în urma fragmentării acesteia de către reţeaua hidrografică şi de către procesele geomorfologice, care au s-au produs pe suprafeţele înclinate de tipul versanţilor.

Toate acestea denotă că, dispunerea şi forma actuală a interfluviilor este rezultatul unui îndelungat proces de evoluţie, care a debutat încă din timpul exondării treptate a uscatului transilvan. În urma unei astfel de evoluţii paleogeomorfologice, una dintre cele mai dificile probleme, pe care le ridică interfluviile, este aceea a reconstituirii etapelor prin care au trecut pentru a ajunge la configuraţia şi etajarea actuală. Am abordat şi problema interfluviilor din Depresiunea Transilvaniei, sub aspectul formării, evoluţiei şi a ordinului acestora, într-o lucrare anterioară (Roşian, 2011), motiv pentru care nu o voi relua aici decât pe scurt.

Geneza interfluviilor. În depresiune, aşa cum s-a mai menţionat, substratul a intrat sub acţiunea agenţilor subaerieni începând cu teritoriile din apropierea

muntelui şi cu cele din nord-vest, proces care a debutat în Sarmaţian (pentru suprafeţele care nu au mai fost acoperite de transgresiunea pannoniană), pentru a se continua în restul teritoriului, o dată cu ultima regresiune marină, cea de la sfârşitul Pannonianului. Chiar dacă exondări s-au înregistrat şi anterior, aşa cum s-a întâmplat în Paleogen, relieful rămas a fost fosilizat, de către secvenţele următoare de sedimentare, considerent pentru care nu se pot realiza reconstituiri obiective. Cu toate că pe alocuri vechile suprafeţe modelate subaerian au fost exhumate, procesele geomorfologice ulterioare nu au mai urmărit vechile tipare de modelare.

Înălţarea treptată a acestui teritoriu, cu înfăţişare iniţială de câmpie fluvio-lacustră, a condus la fragmentarea lui şi la crearea unui macro-relief, dispus în formă de trepte, diferite sub aspect genetic şi al vârstei.

Un factor ce nu trebuie neglijat, care în acelaşi timp a fost unul hotărâtor în derularea proceselor şi mecanismelor, care au sculptat interfluviile, este reprezentat de către **climat** şi variaţiile lui în intervalul Pliocen – Pleistocen. La modul general, de-a lungul acestui interval, are loc tranziţia de la un climat subtropical cu nuanţe de ariditate, specific Pliocenului superior, spre unul mult mai rece, cel din timpul Pleistocenului. Acest proces de răcire nu a fost unul brusc, el realizându-se treptat, cu perioade de reîncălziri, fapt ce s-a repercutat şi în modelarea interfluviilor. În Pliocenul superior clima a fost de tip mediteranean (în Dacian), pentru ca la finele Romanianului să primească nuanţe temperate (Grecu, 1992). Prin existenţa celor două sezoane – cald şi secetos, respectiv rece şi umed – clima mediteraneeană a condiţionat o eroziune laterală notabilă, care a contribuit la individualizarea interfluviilor principale. Spre sfârşitul Romanianului are loc continentalizarea climei mediteraneene, proces care se pare că nu a fost atât de aspru în Transilvania (Grecu, 1992). Ulterior, în Pleistocen, o dată cu instalarea glaciaţiunii, în Munţii Carpaţi, climatul din Depresiunea Transilvaniei devine unul riguros, mai precis rece şi uscat, motiv pentru care s-au întrunit condiţii pentru manifestarea proceselor geomorfologice periglaciare (Posea, 1962a; Cârciumaru, 1977 şi 1980; Ichim, 1980 etc.).

Este recunoscut faptul că suprafaţa primordială a fost afectată de eroziune, care a redus-o în majoritatea cazurilor la creste interfluviale rotunjite, însă înguste, şi uneori chiar la creste de intersecţie. În această situaţie prin racordarea interfluviilor, cu altitudini relativ egale, s-au obţinut o serie de trepte etajate, pe baza cărora s-a putut urmării evoluţia anterioară a teritoriului.

S-a ajuns astfel la un relief fragmentat, alcătuit dintr-o alternanţă de văi şi culmi interfluviale, între care se înregistrează diferenţe altitudinale cuprinse îndeosebi între 200 şi 300 m.

Faptul că actualele interfluvii se racordează altitudinal dovedeşte că ele provin dintr-o suprafaţă unitară, care nu poate fi alta decât cea primordială, rezultată în urma ultimei exondări.

Se poate astfel afirma că interfluviile constituie repere ale evoluției paleogeomorfologice a depresiunii, fapt semnalat încă de timpuriu în literatura de specialitate, după cum se observă din următorul citat: *Pe teren, din orice punct mai înalt ne-am îndrepta privirea, ne impresionează netezimea unor spinări aliniate în planuri apropiate şi care la orizont se contopesc într-o măsură unică, prea puțin vălurită. Impresia de podiș e desăvârşită. ... Originea de eroziune a acestei suprafețe este incontestabilă.*" (Orghidan, 1969, p. 119 - 120). Astfel, interfluviile rezultate în urma adâncirii rețelei hidrografice, fiind păstrate aproximativ la aceleași altitudini, demonstrează că provin din aceeași suprafață, cea rezultată în urma ultimei exondări. Doar la interfluviile cu aspect de creste de intersecție, altitudinile sunt mai reduse, din cauza proceselor geomorfologice ce au afectat versanții, aflați de-o parte și de alta a lor.

Caracterizare interfluvii. Cu toate că ne-am aștepta ca suprafețele interfluviale să fie uniforme, din moment ce provin din aceeași suprafață primordială, lucrurile nu stau de loc așa, dacă este să le observam și analizăm în teren sau pe o hartă topografică, indiferent de subunitatea morfostructurală a depresiunii, la care se face referire. Neuniformitatea este deranjată îndeosebi de: existența martorilor erozivo-structurali (care s-au format în urma unei evoluții îndelungate a rețelei hidrografice), prezența reliefului structural și litologic, neuniformității proceselor geomorfologice de pe suprafața versanților etc.

Prezența martorilor erozivo-structurali este specifică îndeosebi interfluviilor înguste, cu aspect de creastă de intersecție. Martorii sunt despărțiți de înșeuări de obârșie, situate cu 50 – 100 m sub nivelul general, rezultate în urma eroziunii regresive a râurilor și a proceselor de versant; prezența lor contribuind astfel extinderea neuniformității interfluviilor din plan orizontal și la nivel vertical (Roșian, 2011).

O astfel de situație se întâlnește pe interfluviile care separă râuri principale din Depresiunea Transilvaniei, dar aflate în plan orizontal, la distanță redusă unele de altele, așa cum este în cazul celor dintre Târnava Mare și Târnava Mică, precum și a celui dintre Hârtibaciu și Târnava Mare.

Insistând pe un asemenea tipar, de evoluție a interfluviilor, mai intervine o variabilă, și anume, nivelul de bază la care se raportează râurile care fragmentează un interfluviu; în majoritatea situațiilor, indiferent de uniformitatea unui teritoriu, nivelurile de bază locale diferă.

Rezultatul modelării unui interfluviu, de către râuri cu nivele de bază diferite, este neconcordanța dintre cumpăna hidrografică și cea orografică, ultima rămânând în bazinul râului mai dinamic, sub aspectul eroziunii regresive.

În depresiune, un asemenea caz este întâlnit la nivelul interfluviului dintre Târnava Mare și Târnava Mică (în Dealurile Târnavei Mici), unde cumpăna orografică actuală, cu rol de interfluviu și cumpănă de apă în trecut, se păstrează

actualmente sub formă de martori în bazinul Târnavei Mici. Această situaţie a fost favorizată şi de structura monoclinală, cea care a permis o mai bună dezvoltare a afluenţilor de pe stânga Târnavei Mici, comparativ cu cei de pe dreapta Târnavei Mari.

Dacă în exemplul precedent, au intervenit şi particularităţi de natură structurală şi litologică, în situaţia interfluviului dintre Târnava Mare şi Hârtibaciu (din Podişul Hârtibaciului), diferenţele dintre nivelurile de bază au fost decisive în neconcordanţa dintre cumpăna hidrografică şi cea orografică. Comparativ cu albia Târnavei Mari, care are 340 m la Sighişoara şi 290 m la Mediaş, albia Hârtibaciului, cu 480 m la Brădeni şi 428 m la Alţâna, se află în condiţia de evidentă suspendare, fapt exprimat şi de eroziunea regresivă a afluenţilor Târnavei Mari, care au condus la fragmentarea vechiului interfluviu. În asemenea condiţii, altitudinile maxime, care în trecut reprezentau vechiul interfluviu, se găsesc în bazinul Târnavei Mari sub formă de martori (Dealul Cleştioaia 654 m, Dealul Chiafardola 681 m, Dealul Brăduleţului 678 m etc.). Pentru interfluviul dintre Hârtibaciu şi Târnava Mare, a fost calculat şi coeficientul de sinuozitate (Grecu, 1992), obţinându-se valoarea de 1,27 pusă pe seama modificărilor ulterioare, datorate aceleiaşi eroziuni regresive a râurilor.

Tot în acest context, interesantă este morfologia interfluviilor din partea nordică şi nord-vestică a Podişului Hârtibaciului (Dealurile Şoalei şi Roandolei), care se prezintă sub forma unor suprafeţe largi, ce înclină longitudinal spre nord şi nord-vest (Gârbacea şi Grecu, 1994). Cu toate că în unele studii mai vechi ele au fost considerate terase ale Târnavei Mari (Rodeanu, 1925) sau pedimente (Grecu şi Gârbacea, 1994), consider la ele reprezintă, aşa cum am mai menţionat, cele mai bine păstrate resturi ale suprafeţei primordiale, rămasă exondată de la sfârşitul Pannonianului (fig. 4. 1).

Influenţa reliefului structural şi litologic, în configuraţia şi morfologia interfluviilor, este cel mai bine evidenţiată în Podişul Someşan. Iniţial, în urma exondării treptate de sub apele marine, podişul avea sub aspect morfo-structural înfăţişarea unui teritoriu piemontano-litoral, alcătuit dintr-o succesiune de formaţiuni eocene, oligocene şi miocene, dispuse concordant între ele, dar discordant *„faţă de suportul cristalin peneplizat, dislocat şi scufundat la temelia sa."* (Savu, 1963, p. 117). Pe această suprafaţă iniţială, vechea reţea hidrografică s-a adâncit consecvent, generând un relief de interfluvii prelungi, orientate preponderent către aria de maximă scufundare de la sud-est de Dej. Exondarea timpurie a determinat ca ultimele depozite marine, din cuprinsul podişului, să aparţină Sarmaţianului, ale cărui formaţiuni superioare trec succesiv de la un caracter epicontinental la unul tipic continental (Savu, 1963), confirmând afirmaţia anterioară. În aceste condiţii morfologia de detaliu a interfluviilor este influenţată semnificativ de structură şi litologie.

Etajarea interfluviilor, la nivel macro-teritorial, este dată aşadar în Podişul Someşan şi de rezistenţa diferită a rocilor. De pildă, între culmile modelate pe depozite eocene, oligocene şi miocene existe diferenţe evidente. Prin urmare, interfluviile formate pe depozite miocene se menţine la altitudini de 700 – 900 m, în Culmea Breza, în timp ce interfluviile alcătuite din formaţiuni oligocene, se menţin la altitudini de sub 600 m, de unde aspectul lor colinar (Savu, 1963).

Cazuri aparte, de evoluţie a interfluviilor, se întâlnesc şi în Câmpia Transilvaniei, unde pe lângă acţiunea reţelei hidrografice, alunecările de teren de tip glimee au avut rol important în modelarea lor. Producerea acestor alunecări de teren, la partea superioară a versanţilor, a determinat formarea de înşeuări, cum este cea de la Sâmboieni, menţinute sub nivelul suprafeţei anterioare (Gârbacea şi Grecu, 1981). S-a ajuns astfel, ca în Câmpia Transilvaniei, valorile altitudinale ale interfluviilor să se situeze în multe locuri între 400 şi 500 m, fapt care dovedeşte o evoluţie înaintată a reliefului.

Racordare. Din cauza modului specific de evoluţie, a teritoriului transilvan, dificultatea racordării interfluviilor pe întreaga s-a suprafaţă este izvorâtă în principal din diferenţierile, care există cel puţin sub aspect altitudinal şi al vârstei, între Dealurile şi Depresiunile Submontane (unde legătura cu muntele este evidentă) şi Podişul Transilvaniei (unde interfluviile sunt mai noi, mai evoluate şi au o altitudine mai redusă).

Este destul să ne referim, în acest sens, la situaţia interfluviilor din Podişul Someşan şi Podişul Târnavelor, care chiar dacă au valori altitudinale asemănătoare, sub aspectul vârstei ele diferă foarte mult, în sensul că primele sunt modelate pe formaţiuni sarmaţiene, iar secundele pe cele pannoniene.

Explicaţiile care se aduc în literatură (Posea, 1962b; Ciupagea et al., 1970 etc.), pe marginea acestei probleme, sunt puse pe seama mişcărilor tectonice de la sfârşitul Pannonianului, din Dacian şi din Romanian *„care în mod relativ, chiar şi absolut, ridică, la un moment dat, mai mult centrul Bazinului Transilvaniei, decât unele porţiuni ale Podişului Someşan."* (Posea, 1962b, p. 10). În aceste condiţii, s-a ajuns ca depozitele pannoniene să se găsească la altitudini de peste 600 în Podişul Târnavelor, similare cu cele ale depozitelor sarmaţiene din Podişul Someşan (Posea, 1962b). Astfel, dacă se acceptă ipoteza conform căreia, depozitele pannoniene au acoperit şi Podişului Someşan - aşa cum se menţionează în următorul citat: *„În afară de jumătatea de sud a depresiunii, în care depozitele pliocene sunt prezente pe mari suprafeţe, întrucât au fost ferite de eroziune, ele au mai acoperit şi toată jumătatea de nord a depresiunii, până în masivele cristaline ale Meseşului, Ţicăului şi Prelucii."* (Ciupagea et al., 1970, p. 95) - , de unde au fost ulterior erodate, la începutul pliocenului superior, însemnă că multe interfluvii din Podişul Someşan, reprezintă în mare parte suprafeţe exhumate. Modelarea lor, în astfel de condiţii, cu siguranţă a fost una îndelungată şi s-a extins inclusiv în

intervalul în care în Podişul Târnavelor s-au individualizat interfluviile actuale pe depozite pannoniene.

Toate acestea demonstrează că formele de relief, din categoria interfluviilor, sunt rezultatul unui proces de evoluţie îndelungat, care s-a derulat iniţial la contactul cu unitatea montană şi în Podişul Someşan, pentru ca ulterior, concomitent cu exondarea întregului spaţiu depresionar, să se generalizeze în timpul Dacianului superior şi al Romanianului (Levantinului).

Generaţiile de interfluvii. O ultimă problemă, abordată în această secţiune, este aceea a generaţiilor de interfluvii. Existenţa lor, în Depresiunea Transilvaniei, presupune că detaşarea interfluviilor s-a făcut treptat, pe măsura organizării reţelei hidrografice şi formării văilor (Roşian, 2013).

Atunci când s-au stabilit generaţiile de interfluvii, primei dintre ele i-au fost atribuite interfluviile principale, rezultate din fragmentarea suprafeţei primordiale a depresiunii. A doua primeşte interfluviile rezultate prin refragmentarea culmilor din prima, iar a treia pe cele formate în urma disecării interfluviilor din generaţia anterioară. Dacă teritoriul este puternic fragmentat, de către organisme torenţiale, interfluviile secundare dintre acestea sunt alocate generaţiei patru, procesul putând continua cu stabilirea şi a altor generaţii în funcţie de scara de analiza şi particularităţi morfologice.

Pentru Depresiunea Transilvaniei, a fost stabilă în medie existenţa a trei generaţii de interfluvii (Mac, 1972; Josan, 1979; Irimuş, 1998, 2006 etc).

Prima generaţie se caracterizează prin prezenţa interfluviilor, cu aspect de poduri întinse, menţinute de gresii, tufuri, calcare, aglomerate vulcanice etc., ce înclină spre văile principale ale depresiunii (Someşuri, Mureş, Târnave, Secaş, Hârtibaciu, Homoroade etc.).

A doua generaţie se află, altitudinal, sub nivelul primei şi s-a format prin refragmentarea acesteia. În acest caz interfluviile secundare se dispun perpendicular pe cele principale, sugerând tocmai maniera în care s-au format. La rândul lor, interfluviile din această generaţie sunt fragmentate de către afluenţi de ordinul 1 şi 2 în sistemul Horton-Strahler.

A treia generaţie de interfluvii se află strâns legată de văile de ordin 1, prezentându-se sub forma unor umeri structurali (Irimuş, 1998).

Modul de dispunere altitudinală a interfluviilor, demonstrează că etajarea lor este rezultatul procesului de refragmentare treptată a suprafeţei iniţiale, datorită restructurărilor succesive a reţelei hidrografice (fig. 4. 8).

Alături de eroziunea fluvială, cele care au introdus diferenţieri altitudinale a interfluviilor, au fost mişcările tectonice pozitive, post-sarmaţiene, care au determinat etajarea resturilor suprafeţei primordiale, aşa cum s-a întâmplat în Culmea Breaza (Savu, 1963) şi partea nordică a Dealurilor Năsăudului.

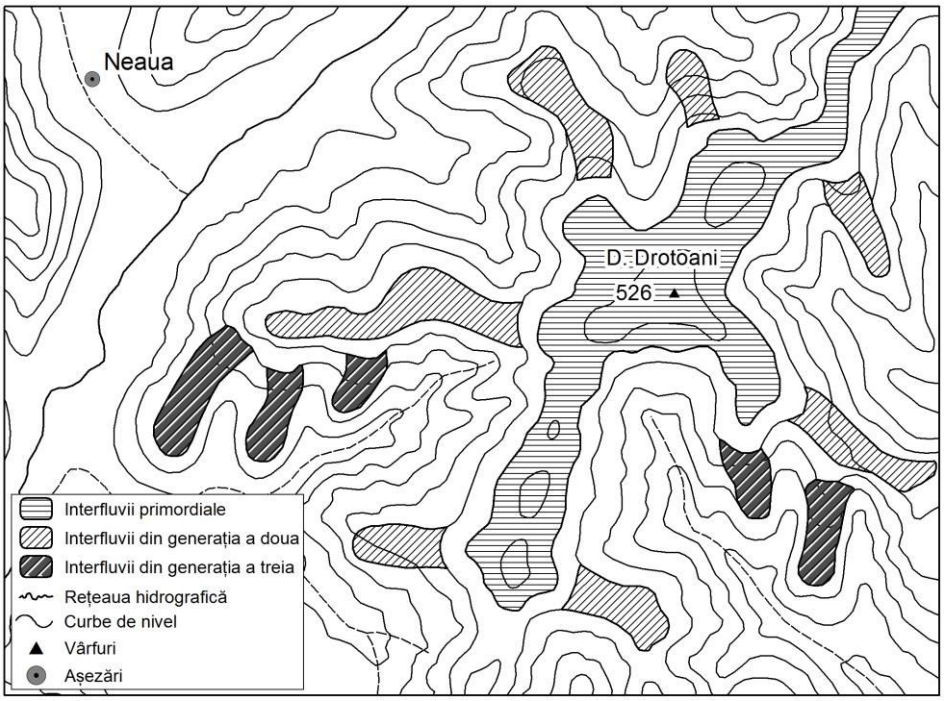


Fig. 4. 8. Modul de fragmentare al interfluviilor în culmea Sângeorgiului de Pădure (Mac, 1972, p. 111)

Concluzii. În procesul de formare a interfluviilor, un rol important l-au avut mișcările tectonice (ridicare succesivă și uniformă) și condițiile climatice, care au dictat tipul și ritmul proceselor și mecanismelor, pe fondul unui substrat specific.

De asemenea, suprafața interfluviilor inițiale a fost redusă ulterior, prin dezvoltarea segmentelor de ordin inferior al rețelei hidrografice și prin procesele geomorfologice de pe suprafața versanților, care nu de puține ori au determinat intretăierea acestora, caz în care interfluviile au fost reduse la creste de intersecție. S-a ajuns astfel ca altitudinea medie a interfluviilor să scadă în general dinspre marginile depresiunii spre partea centrală.

Prin dezvoltarea culoarelor de vale, în detrimentul suprafeței primordiale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Târgu Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Săliște, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij) a început treptat detașarea depresiunii de munte, context în care nu mai există o continuitate a interfluviilor majore care vin din spațiul montan cu cele din depresiune. Excepția fac doar câteva sectoare, dintre care se remacă cel din nordul depresiunii, de la contactul dintre Munții Rodnei și Țibleșului cu Podișul Someșan (Dealurile Năsăudului și Dealurile Ciceului). Chiar și în acest caz, la ieșirea râurilor

din munte văile lor prezintă lărgri, sub formă de bazinete deprezionare de contact (Telciu, Parva și Sângeorz-Băi), legate între ele prin prin curmături înalte, alcătuind un culoar suspendat și compartimentat, dar mai coborât altitudinal cu 200 – 400 m, față de culmile sudice ale munților. Practic și în acest caz tendița este aceeași, și anume cea de separare a depresiunii de munte.

Cele menționate constituie suficiente argumente, în favoarea unei evoluții complexe și îndelungate a reliefului, din Depresiunea Transilvaniei, începând de la ultima exondare și până în prezent. Cu toate că inițial fragmentarea suprafeței primordiale a depresiunii a avut loc la contactul cu muntele, ulterior prin dezvoltarea rețelei hidrografice, noile suprafețe de teren apărute de sub apele mărilor erau și ele fragmentate și compartimentate. S-a ajuns astfel la actuala fizionomie și etajare a formelor de relief începând de la albii, lunci și terase, până la versanți și interfluvii.

CAPITOLUL 5
PROCESELE GEOMORFOLOGICE DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

La fel ca în alte teritorii, şi în Depresiunea Transilvaniei, procesele geomorfologice reprezintă formele concrete de manifestare a agenţilor geomorfologici, stând practic la baza fenomenului de geneză a reliefului.

Formele de relief generate fixează prin particularităţile lor, în peisajul oricărui teritoriu, tipul şi caracterul proceselor geomorfologice, în desfăşurarea lor cronologică. Această afirmaţie este valabilă şi pentru spaţiul depresionar, unde o dată cu exondarea câmpului de lucru, de sub apele mărilor, îndeosebi pe parcursul Pliocenului, Pleistocenului şi Holocenului, agenţii şi procesele geomorfologice au suferit variaţii semnificative, pe fondul ridicării tectonice, a schimbărilor climatice şi a intervenţiei antropice.

În Depresiunea Transilvaniei, o dată iniţiată dezvoltarea reliefului ea a continuat cu agenţi, procese şi mecanisme noi, dar pe vechile tipare, ale formelor rămase de la condiţii de modelare diferite, mai vechi. Numai treptat s-a ajuns ca noile procese să-şi imprime propriile direcţii de lucru, fapt care a determinat ca formele de relief vechi, să fie supuse unei acţiuni de adaptare prin transformare (Mac, 1972), în funcţie de starea calitativă a noului domeniu de modelare.

Prin urmare, relieful din depresiune este pe de o parte rezultatul manifestării proceselor geomorfologice actuale, iar pe de alta a celor din Pleistocen şi de la începutul Holocenului (cu referire principală la cele periglaciare).

5.1. PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE

Ele sunt cele care se manifestă sub auspiciile actualelor condiţii şi stări geomorfologice.

Diferenţele de manifestare a proceselor, înregistrate între subunităţile morfostructurale ale depresiunii, îşi au originea în condiţiile potenţiale diverse, pe care le oferă substratul, la care se adaugă varietatea factorilor declanşatori (structura, litologia, relieful existent, clima, solul, vegetaţia, activitatea antropică etc.).

Dintre procesele geomorfologice, care în actualele condiţii îşi aduc aportul la formarea şi evoluţia formelor de relief, din spaţiul depresionar, se remarcă: procesele de albie, procesele de versant, procesele carstice, procesele asociate vulcanilor noroioşi şi procesele geomorfologice antropice.

5.1.1. Procesele de albie

Ele sunt influențate de existența unui climat temperat continental, în care un rol principal îl au precipitațiile cu caracter torențial. Înseamnă că regimul scurgerii are două perioade de maxim: una nivopluvială primăvara și alta pluvială (vara).

În aceste condiții climatice, la baza modelării fluviale stau procesele de eroziune, transport și acumulare. Cele trei procese nu se manifestă izolat, ci concomitent în cadrul unei albii, cu predominarea relativă a unuia sau a altuia, în funcție de caracterul sectorului de râu la care ne referim. Înseamnă că formarea reliefului fluvial are la bază relațiile care există între cele trei procese.

Inițial apa, prin acțiunea ei de eroziune, desprinde materiale solide, pe care le distribuie apoi prin procesele de transport și acumulare. Conlucrarea dintre eroziune, transport și acumulare se realizează pe baza energiei pe care râul o are, datorită poziției sale deasupra nivelului de bază. Cantitatea de energie disponibilă, pentru prelucrarea albiei, variază nu numai în raport cu masa de apă și panta terenului, ci și cu particularitățile substratului: tipul rocilor, gradul de coezivitate al particulelor, coeficientul de rugozitate al albiei, stabilitatea malurilor etc. (Mac, 1986).

Eroziunea fluvială este procesul rezultat în urma interacțiunii apei curgătoare cu patul și malurile albiei. Procesul de eroziune, departe de a fi unul simplu, diferă de la un râu la altul sau chiar în cadrul aceluiași râu, pe diferitele sale sectoare. Diferențele sunt introduse de variabilele implicate: substrat, pantă, dimensiunea și forma albiei, sedimentele din albie, hidraulica curgerii, încărcătura cu aluviuni și timpul (Mac, 1986).

Se manifestă prin intermediul următoarelor mecanisme: impact direct prin intermediul masei de apă aflate în mișcare; dragare sau fărâmițare prin intermediul sedimentelor aflate în curentul de apă; umectare și îmbibare cu apă, care slăbește legăturile dintre elementele constituente, a rocilor în care este săpată albia.

Procesele de eroziune care au loc în cadrul albiilor se manifestă atât la nivelul malurilor (eroziune laterală), cât și al paturilor aluviale (eroziune în adâncime sau pe verticală). La acestea se adaugă eroziunea regresivă, denumită și remontantă, care se propagă dinspre nivelul de bază spre izvor.

Eroziunea în adâncime este realizată de către curentul de apă împreună cu sedimentele pe care le transportă. Aceasta se observă foarte bine după trecerea viiturilor, când din talveg sunt îndepărtate materialele mai vechi, prelucrate fluvial, și sunt aduse în câmpul eroziunii, alte orizonturi din roca în loc, mai ales dacă ea este friabilă. Rezultatul eroziunii verticale sunt văile adânci, cu profil în V, așa cum sunt cele de ordinul 1 sau 2 (în sistemul Horton-Strahler), care atacă versanții din Depresiunea Transilvaniei.

Eroziunea în adâncime este specifică mai ales în cuprinsul sectoarelor de vale cu aspect de defileu sau de vale îngustă, precum și în sectoarele obsecvente ale văilor. Se remarcă în acest sens următoarele sectoare: Someșul (sectorul Dej - Jibou), Someșul Mare (sectorul Beclean - Coldău), Someșul Mic (Gilău - Apahida), Mureșul (sectorul Decea - Aiud), Târnava Mică (sectorul Petrisat - Blaj), Târnava Mare (sectoarele Aluniș – Cristurul Secuiesc și Albești - Sighișoara), Hârtibaciu (sectorul Cașolț - Mohu) etc. Mai trebuie precizat că, eroziunea în adâncime nu lipsește nici pe celelalte tipuri de sectoare, în condițiile în care adaptarea la nivelul de bază este în desfășurare, doar că ea nu este una predominantă. Tot în această categorie se înscriu și afluenții de ordinul 1 și 2 (în sistemul Horton-Strahler), care evoluând de cele mai multe ori pe suprafața sau în detrimentul versanților, se află într-un proces continu de adâncire, îndeosebi în perioadele când înregistrează scurgere la nivelul albiilor.

Eroziunea laterală fiind rezultatul deplasării apei spre maluri, se poate produce simultan fie la ambele, fie doar la unul dintre ele, în funcție de tipul albiei. Ea este influențată de cea verticală, îndeosebi pe sectoarele în care cea din urmă nu se poate desfășura, datorită unui substrat rezistent, caz în care energia disponibilă a râului se consumă prin erodarea malurilor.

Cauzele eroziunii laterale sunt variate: prezența unor albii în roci friabile, creșterea cantității de aluviuni în albii, maluri cu rezistența scăzută la eroziune, variații ale nivelul pânzei freatice etc. De asemenea, eroziunea laterală este dependentă de forța râului, de viteză și debit, toate acestea conducând la lărgirea albiei.

Eroziunea laterală este caracteristică majorității râurilor, dar îndeosebi celor care meandrează, la al căror mal concav este mai intensă. Dintre râurile meandrate se remarcă: Someșul (sectorul Gâlgău - Răstoci), Someșul Mare (sectorul Coldău - Dej), Someșul Mic (Răscruci - Dej), Mureșul (sectoarele Târgu Mureș – Luduș și Aiud – Vințu de Jos), Târnava Mică (sectorul Cetatea de Baltă - Sâncel), Târnava Mare (sectoarele Dumbrăveni – Mediaș și Micăsasa - Blaj), Hârtibaciu (sectorul Nocrich - Cornățel), Oltul (sectorul Hoghiz - Făgăraș), Secașul Mare (sectorul Cunța - Cut), Șieul (Sectorul Sărățel - Cociu).

Prin eroziune laterală are loc migrarea meandrelor, în cadrul culoarului de meandrare, și formarea unei morfologii specifice, așa cum se întâmplă în urma autocaptărilor de meandru.

Eroziunea regresivă este strâns legată de diferența de nivel, care se înregistrează pe profil longitudinal. Astfel, cu cât valoarea ei este mai mare, între izvor și vărsare, iar distanța dintre ele mai redusă, cu atât eroziunea regresivă va fi mai intensă. Ea se manifestă îndeosebi la praguri și microcascade, unde vârtejurile formează surplombe, care vor determina surpări în albie. Cu timpul pragurile se estompează, ajung la stadiul de repezișuri, se retrag și migrează spre amonte.

O formă tipică de manifestare, a eroziunii regresive, se petrece la obârşia văilor. Pe versanţii acestora, sub efectul mecanic al apei, are loc extinderea bazinelor hidrografice şi modificarea în timp a poziţiei cumpenei de apă, favorizând procesele de captare fluvială (Ielenicz, 2005). De asemenea, este specifică în albiile ravenelor, torenţilor şi a râurilor de ordinul 1, în sistemul Horton-Strahler, existente pe versanţi.

Propagarea eroziunii regresive, dinspre nivelul de bază spre sectorul superior, determină pe de o parte adâncirea albiei, favorizând eroziunea pe verticală, iar pe de alta contribuie la lărgirea ei, prin procese de surpare a malurilor, facilitând deci, eroziunea laterală.

Transportul aluviunilor se înscrie în procesul general de morfogeneză şi în tendinţa permanentă a râurilor spre echilibru (Ichim at al., 1989). Mişcarea sedimentelor din albii este rezultatul presiunii exercitate de apa curgătoare asupra patului aluvial şi a malurilor. Dintre variabilele care influenţează considerabil transportul fluvial, în albiile râurilor din depresiune, se remarcă două, considerate fundamentale: viteza curgerii şi materialul albiei (Mac, 1986).

Şi în acest caz, transportul face legătura între eroziune şi acumulare, fiind cel care realizează distribuţia sedimentelor în profilul albiei. Procesul de transport se realizează sub următoarele forme: transport de fund, în suspensie şi în soluţie.

Cantitatea materialelor transportate depinde mult de tipul rocilor şi de caracteristicile suprafeţei bazinului hidrografic. Cele mai mari cantităţi de materiale în soluţie, le transportă râurile transilvane care drenează suprafeţe ce au substratul alcătuit din roci friabile, de tipul marnelor argilelor, nisipurilor etc., care nu sunt acoperite de soluri sau de vegetaţie, cu rol de protecţie contra eroziunii.

Acumularea fluvială începe din momentul în care, pe întreaga secţiune a albiei, regimul hidrologic şi hidraulic al curgerii debitului lichid, determină gradual descreşterea forţei hidrodinamice de antrenare sau creşterea forţelor de rezistenţă (Ichim et al., 1989). Astfel, aluviunile din râuri se depun, în momentul în care energia curentului de apă, nu mai este suficientă pentru a le transporta. Rezultă acumulări de sedimente diferenţiate granulometric, în funcţie de condiţiile în care are loc depunerea. Întâi se stabilizează materialele mai grosiere transportate prin târâre pe patul aluvial, urmate de cele mai fine transportate în suspensie.

Urmărite în secţiune transversală sedimentele mai grosiere se depun în cadrul albiei minore, în timp ce în albia majoră şi în luncă are loc acumularea celor mai fine.

Formele de relief rezultate, în urma acumulării sedimentelor din albie, oferă informaţii despre tipul de regim al râului şi condiţiile de mediu în care evoluează în prezent şi în care a evoluat în trecut.

În Depresiunea Transilvaniei, procesele de acumulare fluvială sunt evidente pe sectoarele de încetinire a vitezei de curgere a apei, condiţii în care are loc depunerea sedimentelor transportate. Dintre formele de acumulare, care se generează

pe această cale, se remarcă: reniile, ostroavele, grindurile marginale, depozitele de pat aluvial, conurile de dejecție etc. Astfel de forme sunt specifice râurilor principale: Someșe, Mureș, Târnave, Olt etc., precum și afluenților.

Procesele geomorfologice, care au loc în albiile râurilor și pe suprafața luncilor, sunt direct influențate de către: debit, panta albiei și a luncii, forma și dimensiunile albiei minore, intervenția antropică etc. Procesele din lunci, de obicei reduse, au amploare mai mare în timpul inundațiilor. Tot în cadrul luncilor se remarcă procesul de colmatare a meandrelor și a brațelor părăsite (Josan, 1979).

Aceste procese sunt influențate și de activitățile componentei antropice, care a intervenit atât prin amenajări, la nivelul secțiunii transversale a albiei, așa cum se întâmplă pe majoritatea râurilor principale, cât și prin amenajări hidrotehnice, îndeosebi ale râurilor care vin din spațiul montan (Someșul Mic, Sebeș, Olt etc.).

5.1.2. Procesele de versant

Cu toate că versanții reprezintă suprafețe înclinate, rezultate în urma adâncirii râurilor, s-a ajuns, ca după o evoluție îndelungată, cei din depresiune să ofere un câmp independent (Mac, 1972), pentru desfășurarea proceselor geomorfologice, comparativ cu ce se întâmplă în prezent la nivelul actualelor albii. Un astfel de raport este posibil prin interpunerea, între versant și albie, a unor suprafețe tampon de tipul luncilor, teraselor sau glacisurilor. Acesta este unul dintre motivele pentru care procesele ce se desfășoară pe suprafața versanților (scurgerea apei și deplasarea în masă) sunt tratate separat.

Procesele de versant din depresiune se derulează cu o anumită intensitate și sub o gamă variată de forme, în funcție de: gradul de fragmentare a reliefului, alternanța formațiunilor permeabile și impermeabile, înclinarea generală a depozitelor, declivitate, apariția la zi a unor orizonturi masive de calcare, tufuri, gresii, conglomerate etc. (Savu, 1963), modul de utilizare a terenurilor, condițiile climatice etc.

La nivelul versanților, procesele geomorfologice actuale reprezintă de fapt o continuare a modelării din timpul Pleistocenului superior și al Holocenului, realizată prin mecanisme asemănătoare, dar la parametrii specifici actualului mediu morfogenetic. Cu toate că în cazul versanților este vorba de o continuare a morfodinamicii anterioare, nu înseamnă că sunt întrunite condiții pentru geneza aceloraşi forme de relief sau chiar dacă aceasta se întâmplă, ele nu mai au aceleaşi dimensiuni. Există în acest sens două categorii de versanți.

În prima se înscriu cei la nivelul cărora modelarea actuală, prin intermediul proceselor de scurgere a apei pe versant sau de deplasare în masă, o continuă pe cea din Pleistocenul superior și Holocen, prin intermediul aceloraşi procese și forme (scurgerea apei, ravene, torenți, alunecări de teren etc.), dar la intensități și

dimensiuni mai reduse. Din multitudinea de versanți din depresiune care se încadrează acestei categorii se remarcă: versantul drept al Târnavei între Tiur și Obreja, versantul drept al Văii Cergăului la Cergău Mare etc. (Roșian, 2011).

A doua categorie este specifică versanților în cuprinsul cărora morfodinamica actuală o continuă pe cea anterioară, dar fără să mai fie întrunite condiții pentru geneza acelorași forme de relief (alunecări de tip glimee, văi de deraziune, amfiteatre de deraziune, forme de solifluxiune etc.) ele fiind doar remodelate de către procesele actuale.

5.1.2.1. Procesele de scurgere a apei pe versant

Considerată unul dintre cei mai importanți agenți de modelare, apa își începe activitatea sculpturală, asupra rocilor și structurilor, din momentul în care cade din atmosferă, sub formă de picături de ploaie (Rădoane et al., 2001). O dată ajunsă pe substrat ea alimentează scurgerea, care prin intermediul proceselor specifice, generează forme de relief variate.

Precipitațiile care cad pe versanții din depresiune, urmează apoi diverse căi: se evaporă, se scurg pe linia de cea mai mare pantă, se stochează sau se infiltrează. Cu excepția versanților alcătuiți din roci impermeabile, cea mai mare parte a apei care se infiltrează va percola, până la nivelul apelor freatice sau va migra lateral prin versant, mai mult sau mai puțin paralel cu suprafața acestuia.

Scurgerea a apei provenită din precipitații pe versanți, contribuie la modelarea lor prin intermediul unor procese care implică desprinderea materialelor, transportul și depunerea lor; manifestarea acestora determină forme de relief tipice.

Urmărirea acțiunii hidrodinamice a apei pe versant, evidențiază că ea se realizează în trei modalități diferite, între care există o strânsă legătură: pluviodenudare (picături de ploaie), denudarea peliculară (curenți peliculari) și scurgerea prin curenți concentrați.

A. Pluviodenudarea

Interacțiunea picăturilor de ploaie și a grindinei cu terenul și efectul acesteia reprezintă pluviodenudarea. Picăturile de ploaie la nivelul substratului realizează două feluri de acțiuni: izbire-împroșcare (splash) și spălare (wash) (Mac, 1986).

Pluviodenudarea începe cu izbirea substratului de către picăturile de ploaie, se continuă cu desfacerea agregatelor, pentru ca apoi să aibă loc împroșcarea materialului și depunerea lui în pelicula de apă, care se formează pe suprafața terenului.

Acțiunea picăturilor de ploaie este condiționată de o serie de factori dintre care se remarcă: roca, panta, vegetația, climatul (cel care favorizează ploile torențiale), utilizarea terenurilor etc.

In urma interacțiunii picăturilor cu substratul, cel mai afectat este solul şi rocile friabile, când acestea se află expuse. În urma impactului picăturilor de ploaie, din sol se desprind particule fine, care sunt împrăştiate în toate direcțiile. Picăturile de ploaie, care cad ulterior, le reiau şi le izbesc din nou. Desfăşurarea procesului duce la desprinderea continuă din sol a altor particule, concomitent cu prelucrarea celor mobilizate deja, conducând la formarea unei pelicule de material afânat, care pe măsură ce ploaia continuă, ajung să fie deplasate conform pantei. Un astfel de transport este limitat pe terenurile cvasiorizontale, dar devine eficace pe cele înclinate, unde are loc un transfer lent, spre partea inferioară a formelor de relief; pe terenurile cu valori mari ale pantei deplasarea particulelor se face pe distanțe mai mari spre aval, comparativ cu cele cvasiorizontale sau puțin înclinate.

Pluviodenudarea se manifestă pe aproape toate suprafețele cu înclinări mai mari de 2 – 3º, lipsite de un înveliş vegetal suficient de consistent. De exemplu, la o pantă de 9º materialul aruncat spre aval este de aproximativ trei ori mai abundent, decât cel aruncat spre amonte (Tufescu, 1966b).

Efectul morfogenetic al lovirii substratului, de către picăturile de ploaie, are cea mai mare eficiență în lunile de primăvară şi vară, când au loc cele mai multe ploi torențiale, ale căror apă cade pe un substrat lipsit de un covor vegetal dezvoltat.

Cu toate că în urma pluviodenudării nu rezultă forme de relief vizibile, efectul modelator asupra terenurilor nu trebuie ignorat, deoarece pe de o parte este vorba de o cantitate mare de material îndepărtat şi mobilizat, iar pe de alta de durata şi efectul procesului.

Manifestarea îndelungată a pluviodenudării este evidențiată şi de aspectul rotunjit al martorilor de eroziune de pe interfluvii. Susceptibilitate deosebită au terenurile al căror substrat este alcătuit din nisipuri şi gresii, în lipsa unui covor vegetal şi edafic consistent.

Cele mai afectate suprafețe de pluviodenudare, se înregistrează în unitățile morfostructurale din depresiune (Câmpia Transilvaniei, Dealurile Clujului şi Dejului, Dealurile Târnavei Mici, Podişul Secaşelor, culoarele principalelor văi etc.), în care utilizarea terenurilor este predominat agricolă (arabil, vii, livezi, pajişti afectate de suprapăşunat etc.

B. Denudarea peliculară

Ea este realizată de scurgerea neconcentrată a apei, exercitată pelicular pe suprafața versanților sau a altor forme de relief înclinate. Mişcarea apei sub formă peliculară, determină desprinderea particulelor de sol sau din roca in situ şi

transportul lor spre partea inferioară a versantului, unde fie se acumulează, fie sunt preluate râuri.

Stratul de apă, care se scurge pe suprafețele înclinate, devine mai gros cu distanța, sporindu-și capacitatea de evacuare (Horton, 1945). Autorul citat menționează că, forma profilului versantului, grosimea stratului pelicular și forțele de curgere a apei sunt determinate de șase variabile: intensitatea precipitațiilor, capacitatea de infiltrare a apei în sol, lungimea scurgerii peliculare, panta, asperitatea suprafeței terenului și regimul scurgerii.

Materialele desprinse din versant sunt transportate atât prin târâre, cât și în suspensie. Dacă se depun la baza versantului ele pot acoperii, sub forma unei pelicule sau cuverturi subțiri, vegetația ierboasă.

În Depresiunea Transilvaniei, denudarea peliculară este influențată de climă, vegetație, declivitate, relief, litologie și de acțiunea componentei antropice, cu deosebire pe terenurile defrișate, desțelenite și prelucrate agricol. Se remarcă în aceleași unități morfostructurale, care sunt afectate și de pluviodenudare, pe a cărei acțiune, denudarea peliculară o continuă: Câmpia Transilvaniei, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor etc. Și în acest caz, efectul procesului are cea mai mare eficiență în lunile de primăvară și vară, când au loc cele mai multe ploi torențiale, în condițiile în care apa se scurge pe un substrat lipsit de un covor vegetal dezvoltat.

Denudarea peliculară, cu toate că este un proces care nu se manifestă spectaculos în timp scurt, motiv pentru care de multe ori nu este măsurat și calculat, are consecințe dintre cele mai negative, pe termen lung, asupra orizonturilor solului, contribuind la îndepărtarea acestora. Rezultatul principal al acestui proces constă în scăderea continuă a fertilității, cu toate efectele inerente. Tocmai de aceea trebuie recurs la măsuri care să prevină ajungerea în asemenea situații.

C. Scurgerea prin curenți concentrați

În situația în care precipitațiile continuă, iar capacitatea de infiltrare scade, se ajunge la concentrarea apei în șiroaie elementare, de tipul rigolelor și ogașelor, pentru ca apoi, în măsura în care ele evoluează, să se ajungă la drenarea apei prin albii permanente, de tipul ravenelor și torenților; acestea din urmă sunt cele mai reprezentative forme de relief generate în urma scurgerii concentrate, alcătuind împreună formațiunea de modelarea torențială.

Faptul că ele nu se întâlnesc pe toate suprafețele înclinate, de tipul versanților transilvani, înseamnă că la geneza lor concură mai mulți factori, dintre care se remarcă cei litologici (care în aceleași condiții pot favoriza alte procese geomorfologice, cum ar fi alunecările de teren), morfologici (relief preexistent), pedologici (tipuri de sol), climatici (condiții pentru precipitații torențiale, cu

intensități care variază în timp scurt) și antropici (defrișări, desțeleniri, utilizarea agricolă a versanților cu valori mari ale înclinării, distrugerea vegetației prin păşunat excesiv etc.). De cele mai multe ori în teren, pe fondul unui factor dominant, are loc asocierea unora secundari, fapt care conduce la un mediu favorabil inițierii și evoluției acestor procese și a formelor de relief care le însoțesc.

Modul de manifestare a scurgerii prin curenți concentrați și formele de relief generate, exprimă cel mai bine influența climatului actual în morfogeneză, pe fondul unei maniere specifice de utilizare a terenurilor.

De cele mai multe ori, inițierea acestor procese se leagă de prezența unor diferențe de nivel, cum sunt de pildă cele de la contactul dintre diversele unități morfologice și funcționale ale versanților.

În depresiune, procesele de scurgere a apei, prin curenți concentrați pe versanți, se manifestă în următoarele unități morfostructurale: Podișul Someșan (Bilașco et al., 2009; Covaciu et al., 2010), Câmpia Transilvaniei, Podișul Secașelor, Dealurile Bistriței, Depresiunea Apold, Depresiunea Hășdate-Vlaha, Depresiunea Almaș-Agrij etc.; la acestea se adaugă Frontul de cuestă Nord-Făgărășan și versanții din principalele culoare de vale.

Modelarea versanților prin intermediul ravenelor și torenților, determină în unele cazuri activarea proceselor de deplasare în masă, ceea ce determină o modelare complexă a acestora prin intermediul unui cuplu morfodinamic (Mac, 1986), alcătuit din eroziune în adâncime, prin formațiunea de modelare torențială, și eroziune în suprafață, prin deplasarea în masă.

5.1.2.2. Procesele de deplasare în masă

În Depresiunea Transilvaniei, procesele de deplasare în masă afectează atât materialele pregătite deja, de către alte procese geomorfologice, dar de cele mai multe ori are loc dislocarea și deplasarea rocilor aflate in situ, așa cum este în cazul argilelor și marnelor. Acestea din urmă, în procesul deplasării, antrenează și formațiunile acoperitoare, cum ar fi solul sau diverse elemente antropice (construcții, căi de comunicații, stâlpi de transport al energiei electrice sau de telecomunicații etc.).

Deplasările în masă sunt favorizate de numeroși factori, dintre care se remarcă următorii:

- declivitatea - în funcție de valoarea acesteia va fi modul și viteza de deplasare a materialelor pe versant, cu precizarea că sunt și situații în care, cu toate că panta este una favorabilă deplasărilor în masă, procesul nu are loc; variabila care face diferența este gradul de coeziune al rocilor.

- constituția terenurilor - are implicații atât prin alcătuire litologică, structură, coeziune, grad de fisurație (Maloș, 2011), cât și prin comportarea față de îngheț-

dezgheț, variații de temperatură peste 0 ºC, umezire-uscare etc.; în consecință terenurile care au în compoziție argile și marne, vor fi mult mai susceptibile la deplasări în masă decât cele alcătuite din gresii și conglomerate;

- greutatea maselor susceptibile la deplasări pe versant – reprezintă variabila ce introduce diferențieri semnificative în procesul de deplasare; creșterea greutății are loc prin umectare cu apă, supraîncărcare cu zăpadă, prin aport de materiale de la partea superioară, precum și datorită activităților antropice;

- ritmicitatea proceselor naturale – are mai degrabă valoare de factor general, al cărui manifestare discretă facilitează declanșarea mișcărilor în masă; se remarcă în acest sens alternanța anotimpurilor secetoase cu cele ploioase, îngheț-dezghețul, precipitarea unor soluții etc.;

- activitățile antropice - influențează semnificativ stabilitatea terenurilor; dintre cele care favorizează deplasările în masă se remarcă: defrișările, desțelenirile, decopertarea terenurilor, aratul terenurilor, pășunatul excesiv, exploatarea resurselor minerale, exploziile din zonele de conflict militar, realizarea lacurilor de acumulare, a construcțiilor, transportul mărfurilor și a persoanelor de-a lungul căilor de comunicații etc.

Realizarea unei clasificări a deplasărilor în masă, care au loc în Depresiunea Transilvaniei, se poate realiza pornind de la starea materialelor susceptibile la acest proces: solidă (au loc mișcări de cădere), semisolidă (se produc tasări), plastică (alunecări de teren) și de curgere (curgeri noroioase). Trecerile de la o stare la alta sunt mijlocite de limita tasării, plasticității și limita curgerii.

Considerând aceste stări și limitele care le separă, deplasările în masă pot fi clasificate astfel: deplasări prin cădere (rostogolirile și surpările), deplasări prin tasare, deplasări prin sufoziune, deplasări prin alunecare (alunecările de teren) și deplasări prin curgere (curgerile noroioase și pseudosolifluxiunea), la care se adaugă deplasările de teren complexe (creep, deraziune), ca rezultat al combinării celor menționate anterior.

A. Procesele de deplasare prin cădere

Ele mai sunt cunoscute și sub denumirea de procese gravitaționale; se referă îndeosebi la: rostogoliri, surpări și prăbușiri.

Rostogolirile, considerate procese gravitaționale ce au loc în condițiile pierderii echilibrului materialelor, susceptibile la deplasări individuale, se produc pe versanți cu declivitatea mai mare de 15º. Ele sunt însă foarte active, când valoarea pantei se menține în jur de 40 – 45º, iar substratul este alcătuit din roci coezive și lipsit de o vegetație protectoare.

Sfărâmăturile de roci, care datorită gravitației se pun în mișcare, se rostogolesc apoi cu viteză accelerată, spre partea inferioară a versantului, unde se

opresc pe suprafețe orizontale sau cvasiorizontale. Rostogolirea sfărâmăturilor de rocă nu are loc uniform pe versant, blocurile mari ajungând prin salturi mai departe, pe când cele mai reduse ca dimensiune, se localizează la o distanță mai mică de locul desprinderii. Rocile o dată localizate, la partea inferioară a versantului, se consolidează și formează grohotișurile sau tăpșanele de pietre.

Astfel de procese sunt specifice îndeosebi în Podișul Someșan, întâlnindu-se destul de rar în celelalte unități morfostructurale ale depresiunii.

Surpările sunt căderi bruște de materiale, care se produc când panta limită a fost depășită de o anumită greutate, datorită dislocării suportului inițial (Mac, 1986). Cauzele care stau la baza producerii lor sunt numeroase, iar dintre ele se remarcă: subminarea malurilor și a versanților de către râuri; activități antropice care presupun lucrări de excavare, pentru construirea căilor de comunicații.

Procesul este specific rocilor cu o coezivitate redusă, favorabile mecanismelor de întindere și forfecare, cum sunt marnele, argilele și scoarțele de meteorizație, dar nu sunt excluse nici în rocile mai rezistente (Mac, 1986).

În urma proceselor de surpare rezultă forme de relief caracteristice cum sunt: cornișele de desprindere (au aspect de pereți aproape verticali), depozitul de surpare (se formează la baza cornișelor de desprindere, unde elementele se depun sortate în funcție de dimensiune, cele mai mari fiind localizate la baza abruptului, iar cele mai mărunte spre periferie), terase de surpare (se formează la nivelul cornișei de desprindere, ca rezultat al repetării procesului; se conservă bine pe roci mai consistente). Sunt tipice atât pentru Podișul Someșan, cât și pentru versanții din celelalte unități morfostructurale ale depresiunii, care au fost subminați de râuri sau la baza cărora s-au desfășurat activități antropice, de tipul excavărilor de materiale.

Prăbușirile sunt procese care se manifestă printr-o deplasare bruscă, sub formă de cădere liberă, atât a particulelor individuale, cât și a materialelor de tipul blocurilor, care alcătuiesc tavanul golurilor subterane. În Depresiunea Transilvaniei acestea s-au format în urma proceselor de dizolvare a unor roci (calcare, sare etc.), prin transportul particulelor individuale de către apele subterane (în roci poroase), prin activități antropice cum sunt cele de minerit în subteran, prin pompări de ape din subteran (reducând presiunea din substrat), prin săparea de tuneluri pentru căi de comunicații etc.

O dată formate aceste goluri, cauzele principale care determină prăbușirea sunt: vibrațiile - datorită undelor seismice, exploziilor, traficului; supraîncărcările - generate de stagnarea apei, depozitarea unor materiale de către componenta antropică etc.

În depresiune prăbușirile sunt asociate reliefului carstic din Podișul Someșan și exploatărilor de sare de la Ocna Dejului, Ocna Mureș etc.

B. Procesele de tasare și sufoziune

Cu toate că nici **tasarea** (mișcarea lentă care determină comprimarea și îndesarea rocilor, care intră în alcătuirea substratului) și nici **sufoziunea** (procesul de antrenare a particulelor fine, din depozitele afânate sau poroase, de către apa care circulă prin ele) nu reprezintă procese specifice pentru Depresiunea Transilvaniei, ele manifestă pe alocuri, pe depozitele argilo-nisipoase din Masivul Feleacului (Pânzaru și Mac, 1973) sau pe cele care conțin și loess (Posea et al., 1974), fără a genera forme de relief specifice de tipul crovurilor, găvanelor, padinelor sau aparatelor sufozionale. Excepție fac poate cele de la Râpa Roșie (fig. 5. 1 și 5. 2), unde se înregistrează procese incipiente de sufoziune (Trufaș, 1962).

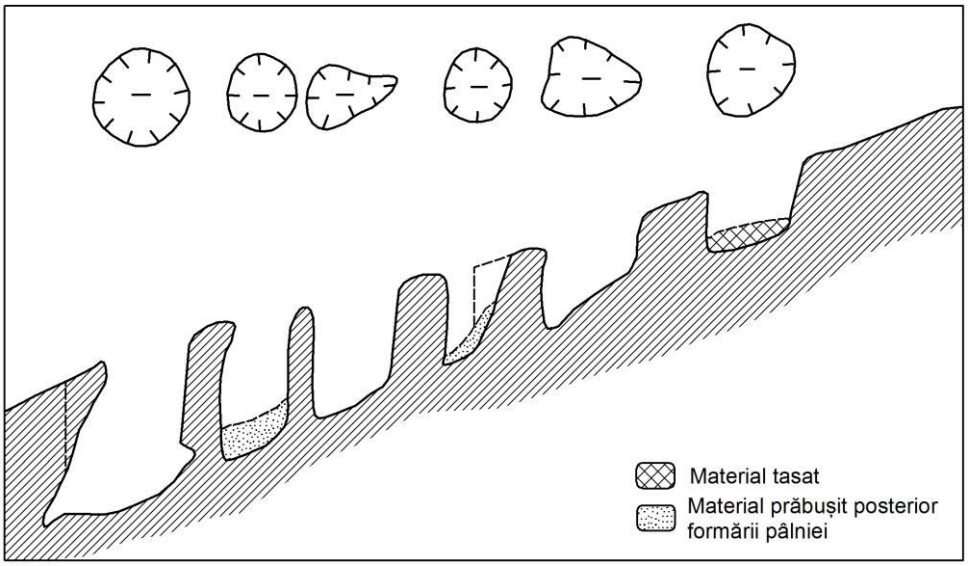


Fig. 5. 1. Înșiruire de pâlnii sufozionale; sus reprezentare în plan, iar jos reprezentare în profil longitudinal (Trufaș, 1962, p, 38)

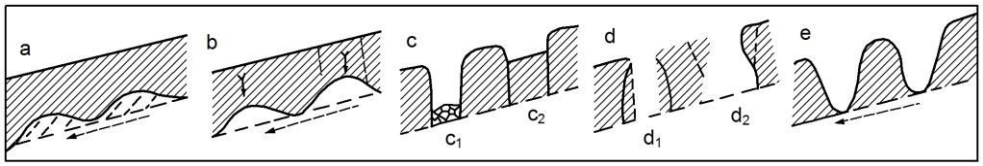


Fig. 5. 2. Formarea pâlniilor sufozionale la Râpa Roșie; a – apa infiltrată acționează asupra cimentului rocii prin coroziune și transportă particulele din zona decrepitată (hașurat cu linie întreruptă); b – formarea golului subteran și acțiunea presiunii litostatice; c – formarea pâlniei prin prăbușirea materialului în golul creat (c_1), sau tasare pe măsura sufoziunii (c_2); d – lărgirea pâlniei prin prăbușirea pereților (d_1 și d_2); e – evoluția pâlniei prin șiroire; săgeata întreruptă indică direcția de curgere a apei subterane (Trufaș, 1962, p, 38)

C. Alunecările de teren

Aceste procese se caracterizează prin deplasarea materialelor de-a lungul unei suprafețe, care poate fi delimitată sub forma unui pat de alunecare, gros doar de câțiva centimetri.

Dintre cauzele care determină producerea alunecărilor de teren în Depresiunea Transilvaniei se remarcă:

- relieful preexistent - influențează prin pantă, tip genetic și prin dinamica de ansamblu;

- depozitele geologice - în care există argile sau marne, îndeplinesc rol de pat de alunecare, fie pentru ele, fie pentru alte tipuri de depozite de la partea superioară. Depozitele susceptibile la alunecare sunt cele moi, impermeabile, puțin coezive, bogate în coloizi și afectate de fisuri, așa cum sunt cele care au în componență argile și marne (Roșian et al., 2017). Alături de ele sunt favorabile și formațiunile nisipoase, grezoase, șistoase, dar care le au în componență pe acestea, dispuse în alternanță de straturi, care au rol de pat de alunecare;

- structura terenurilor - este favorabilă când fețele straturilor au aceeași înclinare cu cea a versantului, condiții în care ele pot servi ca pat de alunecare;

- infiltrarea apei - cea care determină umezirea parțială sau totală a masei care alunecă. Pentru producerea alunecărilor de teren este esențial ca umezirea să fie puternică, la nivelului stratului care va funcționa ca pat de alunecare. Apa poate provenii din precipitații, izvoare de strat sau din pânza freatică;

- climatul din depresiune - este unul favorabil producerii alunecărilor de teren, deoarece este caracterizat de alternanța unor sezoane secetoase, când se produc crăpături în substrat, cu sezoane mai umede, când apa pătrunde în exces de-a lungul crăpăturilor, până la straturile care vor funcționa ca paturi de alunecare. De asemenea, actualele condiții climatice sunt favorabile proceselor de îngheț-dezgheț, care se producându-se în anotimpul rece și în cele de tranziție au influență directă asupra maselor susceptibile la alunecare prin dilatări și contractări; acestea determină lărgirea fisurilor și formarea altora noi, reducându-le astfel coeziunea.

- eroziunea râurilor - poate menține o stare de instabilitate la nivelul versaților, prin subminarea bazei acestora;

- defrișările - conduc la creșterea cantității de apă care ajunge pe substrat, favorizând astfel infiltrarea. Trebuie reținut că pădurea are atât un rol de stabilizare a terenurilor, dar și supraîncărcare a acestora cu masă lemnoasă, fapt care poate declanșa alunecări de teren.

Pe fondul condițiilor oferite de substrat și al cauzelor complexe care le mijlocesc, alunecările de teren din Depresiunea Transilvaniei, sub aspectul formei

corpurilor de alunecare, sunt de mai multe tipuri: alunecări în brazde, alunecări lenticulare, alunecări de tip curgere etc.

În Depresiunea Transilvaniei alunecările de teren se întâlnesc pe versanții majorității unităților morfostructurale, îndeosebi acolo unde terenurile sunt utilizate agricol.

D. Procesele de deplasare prin curgere

Curgerile noroioase se formează în urma înmuierii cu apă, până la suprasaturare, a unor materiale impermeabile, dar avide de apă, așa cum sunt argilele. Alături de această condiție mai este necesară existența unor excavații sau a unor crăpături, la partea superioară a terenului, care să favorizeze acumularea apelor provenite din precipitații și ajungerea lor în profunzime (Mac, 1976). De asemenea, panta de curgere trebuie să fie accentuată (15 – 20^o), vegetația să fie rară, precipitațiile să fie însemnate cantitativ și de durată.

Deplasarea materialelor, suprasaturate cu apă, se face relativ rapid, antrenând și resturi de altă natură, cum ar fi material lemnos și alte resturi de vegetație.

Curgerile noroioase sunt frecvente în Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor, Podișul Hârtibaciului etc. și se produc de obicei primăvara, când substratul este supraumectat cu apa provenită de la topirea zăpezilor și din ploile de durată.

Pseudosolifluxiunea, ca proces geomorfologic în Depresiunea Transilvaniei, este oarecum similar cu cel produs în condiții de teren înghețat, tot timpul anului, caracteristic domeniului de modelare periglaciar (unde deplasarea se face pe un substrat înghețat), doar că mișcarea se produce pe un substrat îmbibat cu apă. Suprafața versantului afectat de solifluxiune se prezintă sub forma unor discontinuități a învelișului ierbos, cu aspect de brazde. Procesul este specific în Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt etc.

E. Procesele de tip creep sau creeping

Acestea reprezintă deplasări independente, unele de altele, ale particulelor fine care intră în alcătuirea substratului, proces ce conduce în final la o redistribuire a materialelor. Mișcarea lentă a particulelor constituente depinde, în fiecare moment și la fiecare particulă, de circumstanțele locale și întâmplătoare, neexistând niciodată cumulare de viteză și, deci, accelerarea mișcării, motiv pentru care, o dată deplasate individual, particulele se și opresc imediat (Mac, 1986).

Cauzele acestui proces complex sunt multiple: variațiile termice, hidratarea, îngheț-dezghețul, capilaritatea, infiltrarea apei, creşterea rădăcinilor, activitatea viețuitoarelor din sol (Mac, 1986).

Deplasarea de tip creep este la modul general una lentă, ea fiind mai activă la suprafața terenului şi mai atenuată în adâncime. Se întâlneşte preponderent pe terenuri uşor înclinate, de obicei acoperite cu vegetație.

În urma creep-ului din depresiune, la suprafața terenului rezultă ondulări ale cuverturii vegetale, deformarea suprafețelor construite, înclinarea şi curbarea arborilor, înclinarea stâlpilor etc. Manifestarea acestui proces se observă cel mai bine în teritoriile construite şi în cele ocupate cu pădure.

Se poate concluziona că, manifestarea tuturor proceselor de deplasare în masă este favorizată de prezența marnelor şi argilelor, în alternanță cu tufuri vulcanice, nisipuri sau conglomerate. La toate acestea se adaugă prezența unor straturi cutate, fie normal fie sub formă de cute diapire, domuri şi brahianticlinale, pe flancurile cărora deplasarea este avantajată.

2.1.3. Procesele carstice

Dizolvarea rocilor şi mineralelor, din componența substratului depresiunii, ocupă un loc care nu trebuie neglijat, chiar dacă are loc pe suprafețe restrânse.

Proprietatea unei substanțe de a se dizolva se numeşte solubilitate, iar lichidul în care are loc dizolvarea solvent. În cazul reliefului carstic solventul este apa. În funcție de această proprietate, rocile se împart în solubile şi insolubile. Cum pentru formarea carstului interesează doar primele, caracteristicile lor vor fi detaliate în continuare. Rocile solubile se grupează în evaporite şi carbonați (Bleahu, 1982). Din cadrul evaporitelor, cu efect carstic în depresiune se remarcă sarea, iar din cadrul carbonaților calcarul.

Pentru manifestarea proceselor carstice, atât pe calcare cât şi pe alte roci solubile (de exemplu sarea) sunt necesare câteva condiții: prezența la suprafața topografică sau aproape de ea a rocilor solubile, de preferință calcare; rocile solubile să fie dense, puternic consolidate şi puțin înclinate; să existe căi de atac care să fie utilizate de apă pentru a putea dizolva (condiția structurală); circulația apei trebuie să fie bună pentru a vehicula soluțiile şi a asigura amestecul lor; văile, care drenează regiunea, trebuie să fie suficient adâncite în rocile solubile, fapt care favorizează drenajul subteran, care la rândul său favorizează dizolvarea; regimul precipitațiilor trebuie să fie unul moderat.

În urma interacțiunii apelor, încărcate cu bioxid de carbon şi diverşi acizi, cu rocile carstificabile, s-a format relieful carstic. În funcție modul de acțiune a apei, de aspectul formelor de relief, precum şi de poziția față de suprafața terestră se poate deosebi exocarstul (reprezentat prin lapiezuri, doline, văi carstice, platouri

calcaroase, pereți verticali, martori de eroziune etc.) și endocarstul (peșteri și avene, împreună cu formele de relief de detaliu care le însoțesc).

Relieful carstic dezvoltat de calcare este specific anumitor subunități ale Podișului Someșan (Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Clujului și Dejului), apoi părții estice a Masivului Feleacului, Podișului Păniceni, Depresiuni Huedin, Depresiunii Almaș-Agrij și Depresiunii Lăpuș.

Alături de relieful carstic dezvoltat pe calcare, se remarcă și cel condiționat de prezența rocilor solubile, de tipul sării, care apare la zi îndeosebi în partea estică a depresiunii: Praid, Sovata, Gurghiu, Mărtiniș – Sânpaul, Mercheașa etc. Acestor locații li se adaugă și cele din partea vestică (Cojocna, Turda, Ocna Mureșului și Ocna Sibiului) și nordică (Figa, Sărățel etc.) a depresiunii.

Dintre factorii care au condiționat formarea carstului pe sare se remarcă: orizontalitatea inițială a terenurilor, la partea superioară a masivului de sare (poduri de terasă, pe suprafața cărora apa a putut să stagneze și să se infiltreze cu ușurință), grosimea mare a depozitului de sare, poziția înclinată a masivului de sare și a rocilor înconjurătoare, adâncirea suficientă a văilor (exemplu pârâul Corund), spre care se drenează apele provenite din subteran și din precipitații (Mac, 1972).

Procesele carstice pe sare se desfășoară deosebit de rapid, comparativ cu cele pe calcare, datorită solubilității ridicate a acestei roci (Posea et al., 1974). Plasticitatea accentuată a sării și în consecință fisurarea redusă, nu permite manifestarea procesului la adâncimi mari, motiv pentru care, în majoritatea cazurilor, carstificarea afectează doar stratul superficial al masivului de sare (Posea et al., 1974). În urma proceselor de dizolvare au rezultat formele specifice, între care se remarcă: lapiezurile, dolinele, pâlniile și cuvetele lacustre.

2.1.4. Procesele asociate vulcanilor noroioși

În teritoriile alcătuite din argile și marne, ce acoperă zăcămintele de gaz metan, aflate sub presiune, se formează, în funcție de particularitățile locale, vulcani noroioși.

Prezența lor, și a proceselor asociate, este strâns legată de existența fracturilor, care se întâlnesc îndeosebi în sectorul sud-vestic a Depresiunii Transilvaniei, acolo unde este prezentă structura situată între Aiud – Alba Iulia – Șeica Mare – Ghijasa de Sus (Ciupagea et al., 1970).

Dintre locurile unde se găsesc vulcani noroioși se remarcă următoarele: Măhăceni, Dumbrava, Aiud, Bețа, Sâncel, Lupu, Cenade, Soroștin, Hașag, Loamneș, Ghijasa de Sus, Guștеrița etc. Alături de cei menționați, aferenți structurii dintre Aiud și Ghijasa de Sus, ei se întâlnesc și în următoarele locații: Sărmășel, Pogăceaua, Șincai, Reghin, Sânger, Corund, Homorod, Făgăraș, Avrig, Saschiz, Țelina Apold, Șaeș etc. (Ciupagea et al., 1970).

Procesele care generează vulcanii noroioşi sunt legate de emanaţiile de gaze, care antrenează într-o mişcare ascendentă, apele de zăcământ cu noroiul sărat (Mac, 1972).

În funcţie de intensitatea proceselor de migrare spre suprafaţă, a gazelor, apei şi rocilor, aspectul vulcanilor diferă de la un loc la altul. De obicei, ei se prezintă sub forma unor terenuri mlăştinoase, a căror suprafaţă variază de la câţiva m^2 până la peste 50 – 60 m^2, caracterizate, în funcţie de condiţiile locale, şi de prezenţa unor conuri cu diametru şi înălţime de câţiva metri.

Activitatea vulcanilor noroioşi este una intermitentă fiind mai intensă primăvara şi în perioadele cu cantităţi însemnate de precipitaţii, căzute sub formă de ploaie.

5.1.5. Procesele geomorfologice antropice

Prezenţa omului, în Depresiunea Transilvaniei, nu a rămas fără rezultate, nici sub aspect geomorfologic, el determinând o gamă variată de procese şi forme de relief tipice.

Procesele geomorfologice antropice reprezintă activităţile prin care omul intervine direct asupra scoarţei terestre.

Una din notele caracteristice ale modelării antropice, valabilă şi pentru spaţiul depresionar, este durata mult mai scurtă a morfogenezei, comparativ cu modelarea prin intermediul altor agenţi şi procese geomorfologice.

Deşi existenţa sa în depresiune, cu zeci de mii de ani în urmă, este dovedită, prezenţa sa ca agent geomorfologic se leagă de ultimele două milenii, din care în sensul cel mai apropiat al noţiunii se remarcă ultimele trei secole.

Din momentul în care componenta antropică a intervenit asupra reliefului, modelarea în regim natural a fost înlocuită, cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea şi Cioacă, 2003). În situaţia în care influenţa antropică încetează, morfogeneza se va desfăşura într-un regim natural, dar pe fondul tiparelor antropice moştenite.

Similar cu ceilalţi agenţi geomorfologici, componenta antropică acţionează prin procese de eroziune, transport şi acumulare, nuanţate în conformitate cu particularităţile ei.

Ca exemple de acţiuni directe, prin care omul generează forme de relief în depresiune, se remarcă: schimbarea traseului cursurilor de apă, bararea văilor şi realizarea lacurilor de acumulare, trasarea căilor de comunicaţii, exploatarea substanţelor minerale utile, amenajarea terenurilor pentru agricultură, construcţii civile, industriale etc. În categoria lor se includ îndeosebi procesele de excavare, transport, depunere, nivelare şi compactare.

Excavările, considerate procese de eroziune antropică, au fost necesare pentru edificarea spațiilor de locuit (fundații, bazine, pivnițe subsoluri, gropi etc.), realizarea carierelor (abrupturi de exploatare, trepte etc.), prelucrarea agricolă a terenurilor (agroterase, canale de drenaj și de irigații), desfășurarea activităților industriale (șanțuri, excavări pentru instalații și utilaje), realizarea de amenajări hidrotehnice (secționarea versanților, canalizarea albiilor, săparea tunelurilor pentru aducțiuni etc.); aceste acțiuni mai implică derocare de material, modificări ale valorii pantei, concepute și executate în baza unor norme tehnice (Ielenicz, 2005). Poate fi dată ca exemplu, în acest sens, exploatarea minieră de la Aghireșu-Fabrici.

Transportul este în acest caz o verigă intermediară, de legătură între excavare și depunere, în procesul morfogenetic antropic. Materialele rezultate în urma excavărilor sunt transportate, fie pentru a fi depuse în alte locuri, fie pentru a fi folosite ca materie primă, în diferite domenii de activitate (industrie, construcții, agricultură) (Josan, 2014).

Depunerea este un proces de acumulare a rocilor, a solului și a altor tipuri de materiale (de exemplu betonul), fie cu scopul nivelării unor microdepresiuni (bălți, crăpături etc.), fie pentru construirea unor forme pozitive de tipul haldelor, barajelor, digurilor, movilelor (Ielenicz, 2005). Ele au o formă geometrică precisă, de tipul trunchiului de piramidă, și dimensiuni de ordinul zecilor de metri. În categoria lor se includ și barajele de beton și anrocamente (Ielenicz, 2005); depunerea materialelor poate fi definitivă (deșeuri, cenuși de la termocentrale, halde de steril etc.) sau temporară (Josan, 2014).

Nivelările sunt procese mixte, de eroziune-acumulare, realizate în scopul pregătirii terenurilor pentru diverse tipuri de construcții (locuințe, ansambluri social-culturale, sportive, platforme industriale, nivelarea unor terenuri afectate de alunecări și tasări, ce urmează a fi utilizate agricol etc.); nivelarea presupune pe de o parte secționarea formelor pozitive, iar pe de alta umplerea cu material a celor negative (Ielenicz, 2005);

Compactarea este procesul prin care particulele solide ale terenului (sol, rocă, umpluturi) sunt apropiate între ele sub acțiunea unei forțe exterioare (Josan, 2014).

Așa cum am precizat când am abordat alte procese geomorfologice, de exemplu cele de scurgere a apei și deplasările în masă, declanșarea și dinamica lor este influențată de cele mai multe ori de activitățile antropice. Se poate vorbi în acest caz de o acțiune indirectă a factorului antropic, care se referă la defrișarea pădurilor, despădurirea pajiștilor, extinderea culturilor agricole, modificarea declivității reliefului preexistent etc. Activitățile menționate, în situația în care nu au și o componentă, care să prevină procesele geomorfologice, nu fac altceva decât să ofere condiții favorabile pentru declanșarea lor.

Toate aceste procese şi formele de relief generate sunt răspândite pe în majoritatea unităţilor morfostructurale ale depresiunii, suprafaţa pe care se manifestă şi densitatea acestora fiind în funcţie de activităţile desfăşurate de factorul antropic. Cele mai întâlnite sunt în intravilanele localităţilor, în perimetrul platformelor industriale, pe terenurile agricole şi de-a lungul căilor de comunicaţii şi a reţelei hidrografice.

Cele mai evidente modificări aduse de om, asupra terenurilor, s-au produs prin schimbarea covorului vegetal. Repartiţia şi tipul vegetaţiei s-au modificat treptat, o dată cu creşterea numărului de locuitori, prin defrişare şi desţelenire, pentru a face loc terenurilor arabile, livezilor, păşunilor etc.

În acelaşi timp, prin lucrări asupra malurilor: îndiguiri, exploatări de materiale de construcţii, crearea de praguri transversale, tăierea buclelor de meandru etc., omul intervine direct asupra albiei şi formelor de relief specifice acesteia. Se remarcă în acest sens albiile râurilor: Someşul, Mic, Someşul Mare, Someş, Arieş, Mureş, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Olt, Meleş, Dipşa, Comlod etc.

Concluzii procese actuale. Tipul şi intensitatea de manifestare a proceselor geomorfologice actuale, diferă în funcţie de tipul versanţilor, iar în cazul aceluiaşi tip diferenţierile sunt introduse de către litologie şi modul de utilizare a terenurilor. Totuşi dinamica lor este mai accentuată pe fronturile de cuestă şi versanţii cu valori mari ale pantei, comparativ cu suprafeţele cvasistructurale şi versanţii slab înclinaţi.

Existenţa unui relief de ansamblu divers, reprezentat de atât de depresiuni, cât şi de unităţi deluroase, chiar cu aspect de măgură sau masiv, determină diferenţieri ale morfodinamicii din depresiune. Ea se caracterizează, pe alocuri, printr-o mare intensitate, densitate şi diversitate, ca efect a interferării celor mai mulţi factori ce favorizează declanşarea şi menţinerea acestora: roci friabile, relief fragmentat, declivitate medie spre mare, acoperire redusă cu vegetaţie forestieră, variaţii în regimul precipitaţiilor, activităţi antropice etc.

În aceste condiţii se pot deosebi trei sectoare, caracterizate de o dinamică procesuală caracteristică:

- interfluviile - cu intensitate mai redusă a proceselor de tipul pluviodenudării şi denudării peliculare;

- versanţii - cu o intensitate crescută a proceselor din categoria deplasărilor materiale şi a eroziunii apei prin curenţi concentraţi;

- albiile râurilor - cu o dinamică care variază de la un sector la altul, predominând totuşi eroziunea la nivelul paturilor aluviale şi a malurilor concave, iar acumularea la cele convexe.

Dinamica proceselor geomorfologie actuale, nu reprezintă altceva decât rezultatul intercondiţionării factorilor tectonici, litologici, şi structurali, cu cei climatici, hidrologici şi biopedogeografici, alături de care factorul antropic îşi face tot mai mult simţită prezenta.

5.2. PROCESELE GEOMORFOLOGICE PERIGLACIARE

Argument pentru condiții periglaciare. În urma studiilor realizate pe marginea acestei problematici, așa cum rezultă din literatura de specialitate (Gârbacea, 1957, 2013, 2015; Morariu, 1959; Berindei, 1960; Coteț, 1960, 1968; Posea, 1958, 1960a, 1962a; Popa, 1961; Savu, 1963; Morariu și Savu, 1964; Tovissi, 1965; Mac, 1969, 1972, Mac și Herșcovici, 1973; Cârciumaru, 1977, 1980; Mac și Pendea, 2002; Josan, 1979; Popescu, 1990; Grecu, 1992; Irimuș, 1998; Ichim, 1980, 1983; Pendea, 2003, 2005; Feier, 2010 etc.), nu mai există nicio îndoială că în Depresiunea Transilvaniei au existat condiții și procese geomorfologice, care să genereze forme de relief periglaciar.

După ce o perioadă lungă de timp s-au menținut condiții climatice tropicale, începând din Oligocen se observă o scădere bruscă și substanțială a temperaturii medii globale, scădere care se continuă și în Miocen și Pliocen, ea fiind întreruptă doar de câteva perioade de redresare (Bradley, 1985, citat de Pendea, 2005), cu precizarea că cea mai acută înrăutățire termică o cunoaște prima parte a Cuaternarului, și anume Pleistocenul (Pendea, 2005).

Instalarea condițiilor periglaciare, pentru latitudini temperate, așa cum este și în cazul Depresiunii Transilvaniei, se leagă de existența calotelor glaciare cuaternare din Emisfera Nordică, care în perioadele de maximă extensiune se situau cu limita lor sudică, la doar câteva sute de kilometri de aceasta. În consecință pentru teritoriile colinare și deluroase, specifice latitudinilor temperate, are loc o accelerare a eroziunii fluviale și a proceselor de versant.

Prezența condițiilor specifice domeniului de modelare periglaciar determină apariția permafrostului. Inițial, în timpul Pleniglaciarului Timpuriu (începutul Weichselianului mijlociu sau a Würm-ului mijlociu) el a fost unul discontinuu, caracteristică care s-a menținut și în timpul Pleniglaciarului Mijlociu (Weichselianului mijlociu sau Würm-ul mijlociu), pentru ca în Ultimul Mare Glaciar (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu) să se întrunească condiții de permafrost continuu (Pendea, 2005). De asemenea, în Glaciarul Târziu (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului), în unele perioade mai reci (Dryasul Vechi și Dryasul Tânăr), pe fondul unor ușoare înaintări ale calotelor glaciare sau a ghețarilor montani, a fost posibilă instaurarea permafrostului continuu (Pendea, 2005).

Dovezi evidente, ale prezenței permafrostului și ale proceselor geomorfologice asociate acestuia în depresiune, sunt aduse în studiile de reconstrucție a condițiilor cuaternare (Poser, 1948; Maarleveld, 1976; Velichko, 1982, citați de Pendea, 2005). În cadrul acestora limita sudică a permafrostului este plasată într-o fâșie situată la sud de Carpații Meridionali, ceea ce înseamnă că Depresiunea Transilvaniei era parte componentă a zonei permafrostului european. Cu toate că sub aspect termic erau întrunite condițiile unui permafrost continuu, mărturiile din teren (pene de gheață) nu

argumentează existența acestuia în ultimul glaciar (Pendea, 2005). Această afirmație este susținută de faptul că în depresiune toate criostructurile puse în evidență, în depozite glacio-sensibile (în special depozite de terasă), sunt din categoria involuțiilor și a crioturbațiilor ondulatorii (Posea, 1958; Coteț, 1960; Schiopoiu, 1969; Mac, 1972; Jakab, 1973), penele de gheață tipice lipsind.

Inclusiv în unitățile morfostructurale mai înalte și reci ale depresiunii, cum ar fi Podișul Hârtibaciului, singurele structuri puse în evidență sunt involuțiile și curgerile de tip solifluidal, alături de structuri de colaps al substratului activ, ultimele indicând clar prezența permafrostului, dar fără indicii suplimentare despre natura acestuia (Pendea, 2005). Autorul citat a concluzionat că, absența aproape totală a structurilor de pene de gheață și prezența pe scară largă a crioturbațiilor și involuțiilor periglaciare plasează Depresiunea Transilvaniei în zona permafrostului discontinuu.

O dovadă incontestabilă în sprijinul existenței permafrostului discontinuu pe aproape întreaga suprafață a Depresiunii Transilvaniei, este reprezentată de morfologia involuțiilor criogene, care în cea mai mare parte lor, aparțin categoriei cu amplitudine redusă, de sub 0,6 m (fig. 5. 3) (Pendea, 2005).

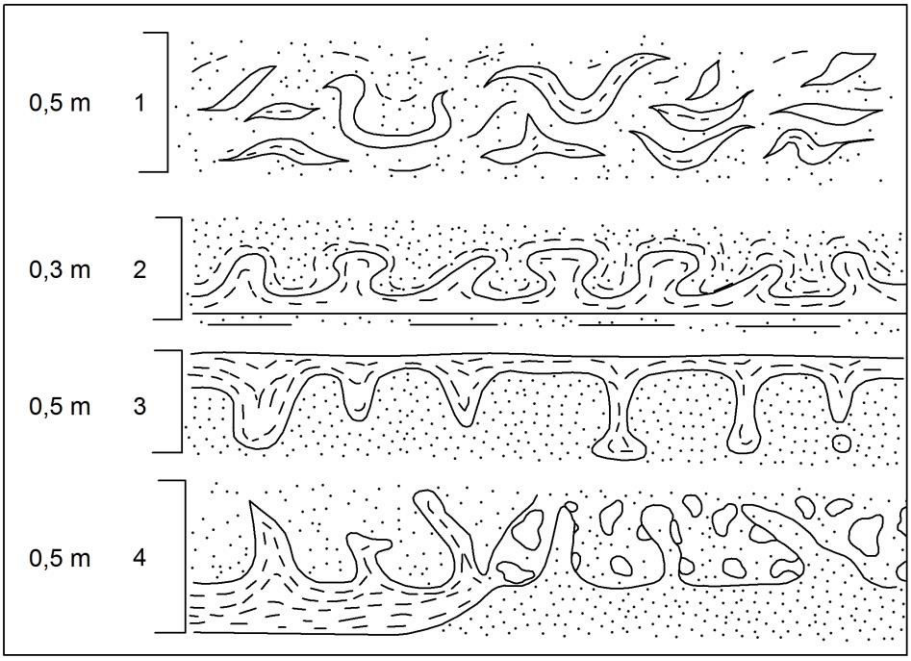


Fig. 5. 3. Tipuri frecvente de crioturbații în Depresiunea Transilvaniei; 1 – deformații amorfe; 2 – festoane de crioturbație; 3 – buzunare și mingi de crioturbație gravitațională (dinamica de sus în jos); 4 – crioturbații de injecție (dinamică de jos în sus) (tipologie adaptată după Eissmann, 1994, citat de Pendea, 2005, p. 108)

Mai trebuie specificat că, densitatea mică a criostructurilor nu poate fi pusă doar pe seama repartiției reduse a depozitelor glacio-sensibile, de tipul pietrișurilor și nisipurilor aluviale, ci trebuie luată în considerare și o determinantă climatică, adică existența unui periglaciar de nuanță mai moderată, care a determinat un regim de permafrost discontinuu, în perioadele cele mai reci, și un regim de îngheț sezonier adânc, în stadialele mai puțin severe (Pendea, 2005).

Un rol important, în generarea condițiilor de modelare periglaciare, a avut-o poziția depresiunii față de Carpați, și anume una de bazin semi-închis, ce favoriza apariția inversiunilor de temperatură și persistența unor maxime barice reci de iarnă (Pendea, 2005). La această condiție se adaugă cea a prezenței ghețarilor din Munții Carpați, care ar fi influențat climatul, prin scurgerea de mase de aer rece, spre spațiul depresionar.

Procese periglaciare. Alături de atât de mediatizatele procese geomorfologice de alunecare de tip glimee și procesele de deraziune, în timpul existenței condițiilor de modelare periglaciare și celelalte procese din depresiune, cum sunt cele din albii (care au determinat agradarea lor) sau celelalte procese de versant (solifluxiune, alunecări de teren superficiale, scurgerea apei pe versant etc.) au fost influențate, primind o dinamică și manifestare aparte. Acestea din urmă și-au continuat activitatea și după încetarea condițiilor periglaciare, pe când procesele de alunecare masivă de tip glimee și cele de deraziune, nu am mai întrunit condiții de manifestare decât extrem rar, formele de relief generate de ele trecând în categoria celor moștenite. Ele sunt doar pe alocuri modelate în actualele condiții de către procese de pluviodenudare, denudare peliculară, scurgere concentrată a apei și de alunecări de teren superficiale.

Câmpul procesual, specific domeniului periglaciar, era dominat de acțiunea cuplului îngheț-dezgheț, la care se asociau procese accesorii cum ar fi acțiunea apei de topire a zăpezilor în regim laminar sau turbulent (denudare peliculară și organisme torențiale), a vântului (eolizația), procesele de la nivelul versanților (solifluxiune și alunecări masive de teren) etc. (Pendea, 2005). La rândul ei, sub impulsul condițiilor criergice, activitatea fluvială își modifică parametrii dezvoltând procese și forme sensibil diferite, comparativ cu cele ale fluviației din etapele temperate (Pendea, 2005).

În continuare, procesele geomorfologice periglaciare vor fi prezentate mai detaliat, tocmai pentru a evidenția modalitățile specifice de acțiune.

5.2.1. Procesele de îngheț al apei din substrat

Manifestarea acestora a condus la apariția de criostructuri (structuri criogene). Distribuția și densitatea lor este strâns legată de depozitelor glacio-sensibile, cum sunt nisipurile și pietrișurile aluviale, formațiunile organo-minerale de tipul turbelor sau a celor de gyttja captive în complexele aluviale (Pendea, 2005).

În categoria criostructurilor, specifice modelării periglaciare din depresiune, se remarcă următoarele (Pendea, 2005):

- ***crioturbațiile***: sunt formate prin mecanisme de segregație gelivă inductoare de presiune criostatică și sunt specifice formațiunilor de nisipuri și pietrișuri medii aluviale, din cadrul teraselor fluviale sau a unor formațiuni proluviale. Ca exemplu pot fi date cele din terasa de 12 m a Căpușului (Savu, 1959), cele de la Corund, Sovata, Brădești și Rupea (Mac, 1972), cele de la Avrig (Tovissi, 1965), cele de la nivelul terasei de 90 – 110 m, în Dealul Tirului de lângă Dej (Savu, 1963).

De pildă, în Depresiunea Lăpuș, condițiile periglaciare din Cuaternar au determinat apariția de ondulări. Ele sunt rezultatul răspunsului diferit la îngheț-dezgheț, a unor structuri eterogene (alternanțe de pietrișuri și materiale fine argiloase), îmbibate cu apă (Posea, 1962a). Mai exact este vorba de neregularități ale suprafeței provocate de fostele pungi de gheață din substrat (Posea, 1962a). Autorul citat menționează că, unele ondulări ale suprafeței terenului puteau fi cauzate și de solifluxiunile active în Cuaternar, care afectau suprafețele a căror substrat era alcătuit preponderent din argile.

Tot în acest context pot fi menționate ondulațiile și involuțiile de la Corund, Sovata, Brădești și Rupea, formate în aluviuni de terasă (Mac, 1972) sau cele de la partea superioară a depozitelor terasei de 10 m, corespunzătoare glacisului-terasă mediu, de pe pârâul Mârșa și Râu Mare – Avrig (Tovissi, 1965, citat de Popescu, 1990);

Localizarea acestor structuri periglaciare, îndeosebi la partea superioară a depozitelor grosiere aluvio-proluviale și sub cuvertura luto-nisipoasă, presupune că formarea lor corespunde sfârșitului apogeurilor glaciare și primei părți a cataglaciarelor, când oscilațiile de temperatură îngheț-dezgheț erau mai frecvente și favorabile ablațiunilor și gelisolifluxiunilor (Popescu, 1990).

- ***termocarstul***: prezența lui a fost legată de existența unor lentile de gheaţă în complexul proglaciar din depresiunea Făgăraș (Pendea, 2005). În urma topirii acestora, conform autorului citat, s-au format microdepresiuni circulare cu diametre ce ajung la 200 m și adâncimi de 8 - 16 m. Ca exemplu este dat cel situat pe marginea nordică a podului Avrigului, cele de pe glacisul proglaciar din bazinul Arpașului și cele de la nord de Valea Șercăița.

5.2.2. Procesele de solifluxiune

Ele sunt rezultatul dezghețului ciclic, care afectează partea superioară a substratului. Despre aceste procese se afirmă că ele caracterizau cel mai bine morfogeneza periglaciară din Depresiunea Transilvaniei (Pendea, 2005).

Solifluxiunea s-a manifestat, conform sursei citate, prin două subprocese (creep-ul termic și gelifluxiunea), care au generat forme de relief de tipul pânzelor și lobilor solifluidali. Urme ale unor astfel de procese și forme se întâlnesc pe suprafața

marilor terase fluviale (t_2 6 – 12 m şi t_3 18 – 25 m), care sunt acoperite de mantii deluviale, uneori aproape în întregime solifluidale (Pendea, 2005). Intensitatea maximă a solifluxiunii a avut loc în perioada de trecere de la glaciar la interglaciar, pe fondul schimbării caracterului proceselor de modelare (Mac, 1969), ce au însoţit dezgheţul substratului.

În Câmpia Transilvaniei şi în Podişul Târnavelor, acest proces de solifluxiune a fost specific reversurilor de cuestă, cu declivităţi cuprinse între 1° şi 12°, uneori chiar mai mari (Pendea, 2005). De asemenea, depozitele de solifluxiune se întâlnesc în Depresiunea Făgăraş, pe terasa de 18 – 20 m de pe dreapta Oltului, lângă satul Colun, unde fosilizează un orizont de sol negricios.

5.2.3. Procesele de masă rapide

Cu toate că ele sunt caracterizate de o manifestare periodică şi uneori localizată au avut rol important în modelarea substratului. Dintre acestea pentru depresiune s-au remarcat: procesele de colaps activ al substratului şi căderile de claste.

Procesele de colaps activ al substratului au fost specifice orizonturilor de la partea superioară a permafrostului, care intrau în componenţa molisolului.

Aceste procese prezintă importanţă în evoluţia versanţilor, din motivul că afectează îndeosebi sectorul mijlociu şi superior al acestora. Declanşarea efectivă a lor se leagă de condiţiile locale, de saturare în umezeală a solului, ceea ce conduce la o creştere a presiunii apei din pori (French, 1996). Partea substratului rămasă îngheţată (pergelisolul) primeşte rol de plan de alunecare pentru materialele dezgheţate periodic (molisolul), care urmează să fie antrenate gravitaţional. Pergelisolul împreună cu molisolul constituie orizonturile principale ale permafrostului.

Căderile de claste (rockfalls) reprezintă procese asociate meteorizării periglaciare, în condiţiile unei litologii consolidate (Pendea, 2005). După sursa citată, ele sunt responsabile pentru formarea (îndeosebi în timpul stadialelor reci pleistocene) pânzelor de claste-grohotişuri (debris slope) sau clastoformaţiile cu dominanţă gravitaţională.

Răspândirea lor în depresiune este strâns legată de prezenţa rocilor dure de tipul calcarelor şi gresiilor eocene, conglomeratelor oligocene, sarmaţiene şi pannoniene, la care se adaugă formaţiuni vulcanogen-sedimentare, cristaline sau eruptive la contactul cu muntele (Pendea, 2005). Ele sunt specifice Podişului Someşan şi Podişului Păniceni. Se remarcă în acest sens grohotişurile Masivului Şatra (din nord-vestul Depresiunii Lăpuş), cele ale Culmii Vima (partea vestică a Culmii Breaza), cele de la Cărpiniş-Cetăţele, precum şi cele de la baza abruptului structural al Dealului Horaiţa (Depresiunea Huedin) (Pendea, 2005).

La rândul lor, abrupturile structurale, cu aspect de front de cuestă, atât de răspândite în Podişul Someşan, au favorizat acumulări masive de grohotişuri la bază, în situaţia în care ele au în componenţă calcare sau tufuri (Savu, 1963). În această situaţie se află, de exemplu, frontul de cuestă dezvoltat de calcarul Eocen dintre Cluj-Napoca şi Huedin, care s-a retras, tocmai pe seama proceselor periglaciare, lăsând în urmă o adevărată fâşie de glacis ce parazitează uneori şi podul terasei superioare a Someşului Mic (Savu, 1963).

5.2.4. Procesele de alunecare de teren masive

Manifestarea lor a determinat apariţia alunecărilor de teren de tip glimee. Cercetările realizate pentru stabilirea vârstei acestora (Tovissi, 1963; Morariu et al., 1965; Morariu şi Gârbacea, 1963, 1966, 1968; Gârbacea, 1964; Josan, 1970, 1979; Grecu, 1982, 1985, 1992; Buz et al., 1986; Mac, 1994, 1997; Buzilă şi Muntean, 1997; Pendea, 2005, Gârbacea, 2013 etc.), indică mai multe perioade de declanşare, începând din Glaciarul Târziu şi Holocenul Timpuriu, până în etapa prezentă a Subatlanticului. Astfel, cauzele iniţiale ale declanşării alunecărilor masive de teren trebuie căutate în condiţiile morfoclimatice deosebite existente în perioada de tranziţie de la Pleistocen la Holocen (Pendea, 2005).

În aceste împrejurări, mecanismul concret, care a determinat declanşarea alunecărilor de teren, este strâns legat de condiţiile geomorfologice din acest interval.

Una din cauzele principale a declanşării ar putea fi legată de dezorganizarea permafrostului, odată cu debutul perioadei de încălzire de la sfârşitul Pleistocenului, care cu siguranţă a avut un efect dramatic asupra condiţiilor hidrogeologice ale substratului (Pendea, 2005). Cu alte cuvinte, alunecările de teren de tip glimee au devenit posibile în momentul în care a fost reluată circulaţia apelor în substrat, concomitent cu degradarea permafrostului (Morariu şi Gârbacea, 1968). Încălzirea relativ rapidă a climatului, urmată de regresul permafrostului, chiar şi discontinuu, şi modificarea fundamentală a condiţiilor hidrogeologice ale substratului au fost, aşadar, principalii factori care au accelerat instabilitatea versanţilor (Gârbacea, 2013). Asemenea condiţii au fost posibile, cel mai probabil, la începutul Holocenului sau chiar la sfârşitul Pleistocenului, în Tardiglaciar (Glaciarul târziu), când s-au înregistrat importante variaţii de temperatură (Dryas I, II şi III, ca faze reci, respectiv Bolling şi Allerod, considerate faze calde).

Existenţa alunecărilor de tip glimee, în perioade mai recente, Holocene (Boreal, Atlantic etc.) se leagă de aceleaşi intervale de tranziţie de la un hemiciclu mai rece la unul mai cald, când versanţii nu reuşesc întotdeauna să atingă în timp scurt un echilibru geomorfologic (Pendea, 2005). Referitor la alunecările mai recente, declanşate în Holocen, se pare, că în multe cazuri, substratul a fost pregătit de condiţiile periglaciare de la sfârşitul Pleistocenului.

O situația aparte o prezintă în acest sens alunecările masive, de aceeași vârstă, din Podișul Someșan, pe care Savu (1963) le consideră prăbușiri-alunecări în valuri. Autorul citat menționează că, ele nu sunt alunecări în adevăratul sens al cuvântului, dar nici exclusiv prăbușiri (când procesul este privit în toată complexitatea sa). Procesele de alunecare, de tip glimee din Podișul Someșan, sunt strâns legate și de orizonturile de tufuri, care se mențin pe interfluvii sub forma unor platoșe relativ puțin extinse, păstrate în majoritatea cazurilor ca martori structurali (Dealul Techintău, Dealul Deuș, Dealul Murgău, Dealul Piatra Șoimenilor, Dealul Greaca etc.) (Savu, 1963).

Cu toate că unii autori apreciază că, pe alocuri, sunt întrunite condiții pentru declanșarea alunecărilor de tip glimee și în actualele condiții (Surdeanu et al., 2008; Moldovan, 2012 etc.), consider, la fel ca majoritatea autorilor care le-au cercetat (Gârbacea, 1964, 1992, 2013; Morariu și Gârbacea, 1963, 1966, 1968; Morariu et al., 1965; Pendea, 2005 etc), că ele sunt rezultatul condițiilor de la sfârșitul Pleistocenului și din Holocen.

Dintre siturile cu alunecări masive de tip glimee se remarcă cele de la: Saschiz, Șaeș, Movile, Cornățel, Romanești, Biia, Secășel, Urmeniș, Suatu, Band, Șăulia, Strugureni, Sâmboieni, Fânațele Clujului, Sălicea, Șoimeni, Vultureni, Borșa etc.

5.2.5. Procesele de deraziune

Un alt proces geomorfologic, specific condițiilor de modelare periglaciare, este reprezentat de către deraziune. Ea este un proces geomorfologic complex, care se produce în anumite condiții propice, prin manifestarea dezghețului, a deplasării în masă a solului și a substratului dezghețat, la care se adaugă spălarea materialului fin în perioadele umede (pluvionivația) (Mac, 1969). Termenul de deraziune fost utilizat prima dată de Pecsi (1966) pentru a desemna procesul de modelare a versanților, din partea centrală a Europei, în condiții periglaciare, ca efect comun al solifluxiunii, crioturbației, pluvionivației, criofracției și mișcării gravitaționale a deluviilor pe versanți.

Formele de relief rezultate, în urma acestor procese, dau o notă de specificitate peisajului geomorfologic, din teritoriile unde s-au întrunit următoarele condiții favorabile: depozite sedimentare slab coezive (senzitive la îngheț-dezgheț), supraumectare, pluviodenudare și crioturbație (Pendea, 2005).

Cele mai reprezentative forme de relief, rezultate în urma proceselor de deraziune sunt: văile de deraziune, amfiteatrele de deraziune, crestele de deraziune și martorii de deraziune.

Depozitele rezultate în urma proceselor de deraziune s-au acumulat la baza versanților sub formă de glacisuri (Mac, 1972).

Cu toate că forme de deraziune se întâlnesc și în Câmpia Transilvaniei sau Podișul Someșan (Savu, 1963), ele sunt specifice părții estice a Dealurilor Târnavei Mici (Dealurile Jacodului) și Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului). În cadrul acestor unități morfostructurale, procesele de deraziune au fost favorizate de prezența argilelor nisipoase, gresiilor și nisipurilor cu intercalații subțiri de tufuri vulcanice, care au susținut deplasarea materialelor pe versant.

Legat de geneza acestor forme, se mai poate emite și ipoteza că unele dintre ele s-au format în urma topirii unor sâmburi de gheață din substrat, formați în condiții periglaciare cu permafrost, fiind vorba de un termocarst de versant. Au rezultat astfel termonișe (thaw slumps) de tipul celor menționate de Lantuit și Polard (2005) pentru partea vestică a Canadei arctice, unde în prezent are loc dezghețul permafrostului. Timpul care a trecut de la sfârșitul Pleistocenului și începutul Holocenului (când au fost condiții în depresiune pentru geneza unor astfel de cavități de formă circulară, orientate spre aval), și procesele ulterioare care le-au afectat (pluviodenudare și denudare pelicular), au determinat estomparea morfologiei inițiale a abruptului de obârșie. În lipsa unor datări concrete și a unor studii detaliate această ipoteză rămâne una cu caracter prezumtiv.

5.2.6. Procesele torențiale

Cu toate că se manifestă și în prezent, ele au constituit unul dintre procesele majore de modelare, a versanților transilvani, în timpul existenței condițiilor periglaciare din Pleistocen. Acestea au fost însoțite de procese complementare, de tipul denudării peliculare, care în condițiile respective de climă și stare a substratului au avut o eficacitate geomorfologică demnă de luat în considerare.

Argumentele în favoarea manifestării torențialității în depresiune, în condiții periglaciare, sunt reprezentate de formele de relief generate. O analiză de ansamblu a versanților relevă că la nivelul unităților morfologice și funcționale există forme de eroziune și acumulare datorate organismelor torențiale. De asemenea, majoritatea teraselor și luncilor transilvane sunt căptușite cu conuri de dejecție, aflate în continuarea unor amfiteatre torențiale, care de obicei nu mai sunt active în prezent (Pendea, 2005).

Dintre acestea, cele mai importante bazine torențiale, de dimensiuni impresionante, cu pătrundere semnificativă în domeniul macroversanților principali, ai marilor culoare de vale transilvane, s-au format la sfârșitul perioadelor reci stadiale și au avut se pare un rol esențial în fragmentarea parțială sau chiar totală a acestora (Pendea, 2005). Autorul citat menționează că, cele mai favorabile intervale, pentru desfășurarea maximă a proceselor torențiale, au fost cele de la finalul stadiilor reci, când temperatura a început să fie favorabilă precipitațiilor

lichide şi instalării vegetaţiei. Între debutul condiţiilor de instalare a vegetaţiei de pădure şi apariţia unui înveliş forestier consistent, procesele torenţiale, se pare că aveau eficacitate maximă, îndeosebi pe fondul unor precipitaţii torenţiale, care veneau după o perioadă secetoasă.

5.2.7. Fluviaţia periglaciară

Se referă la procesele geomorfologice care au avut loc la nivelul albiilor, în aceleaşi condiţii periglaciare.

Calibrul remarcabil al albiilor majore, aferente râurilor principale, indică predominarea proceselor de agradare, la care se adaugă o uşoară eroziune laterală (Pendea, 2005).

Procesele de agradare din albii au avut loc în timpul ultimei glaciaţiuni (Weichselian sau Würm), când râurile, de diverse ordine, au fost în incapacitate de a evacua eficient, cantitatea semnificativă de materiale, provenite în urma denudării periglaciare de pe suprafaţa versanţilor. S-a ajuns astfel la formarea unor albii împletite, cu agradare verticală substanţială, a căror dovadă este patul hidraulic grosier, ce poate depăşi 10 m în cazul râurilor alohtone (când este format aproape exclusiv din materiale de provenienţă carpatică), în timp ce pentru cele autohtone grosimea lui variază în funcţie de caracterele geologice ale formaţiunii sursă (Pendea, 2005).

Spre sfârşitul Pleistocenului, cu întârzierile de rigoare pe unele sectoare, o dată cu scăderea bugetului de materiale transportate de râuri, are loc trecerea de la albii împletite la albii meandrate (Feier, 2010). Iniţial meandrele aveau amplitudini mari, pentru ca pe măsură ce se instalau condiţii geomorfologice asemănătoare cu cele din prezent, amplitudinea meandrelor să scadă, iar numărul lor să se reducă, pe fondul autocaptărilor de meandru, şi să se înregistreze procese incizie a albiei, cu detaşarea clară a unei terase inferioare de luncă (Pendea, 2005).

Concluzie procese periglaciare. În timpul Pleistocenului Superior şi a Holocenului, Depresiunea Transilvaniei a fost sediul unor procese geomorfologice, la iniţierea cărora condiţiile climatice au deţinut rolul principal. Cu toate că modelarea periglaciară nu a fost una generalizată, majoritatea unităţilor morfologice şi funcţionale ale versanţilor nu au rămas în afara acţiunii sale; practic toate câmpurile morfologice actuale - de eroziune sau acumulare - fiind creaţia mai mult sau mai puţin evidentă a acesteia (Pendea, 2005). În unele cazuri, potrivit autorului citat, a avut loc doar o definitivare a unor forme deja conturate în etapele mai vechi (glacisurile formate la limita dintre Pliocen şi Pleistocen, glacisurile din Pleistocenul mediu şi superior), alteori au fost create noi câmpuri şi linii morfologice (ultimele trei terase aluviale).

Factorii majori, care au dirijat morfogeneza periglaciară, sunt calitatea şi dinamica cuplului pergelisol-molisol, la care se adaugă frecvenţa şi durata ciclurilor gelive, cu precizarea că factorul de varietate geomorfologică a depins în principal de pantă, petrografie, structură şi natura covorului vegetal (Pendea, 2005).

Varietatea petrografică (gresii, tufuri, marne, argile, nisipuri etc.) şi structurală (domuri, cute diapire şi monoclin) au determinat aspecte complexe în desfăşurarea proceselor periglaciare. În subunităţile cu structuri monoclinale şi roci dure (gresii, calcare, tufuri) s-au format văi asimetrice (asimetria este mai degrabă una structurală, dar se pare că la accentuarea ei au contribuit şi procese periglaciare), cueste, glacisuri de front structural, pe a căror suprafaţă inferioară s-au depus formaţiuni cu aspect loessoid de tipul grézes litées (Posea et al., 1974). În subunităţile cu roci friabile (argile, marne) s-au produs solifluxiuni, alunecări masive de tipul glimeelor (Morariu şi Gârbacea, 1966) şi procese de deraziune (Posea et al., 1974).

Formele de relief, datorate condiţiilor periglaciare, au rămas în puţine cazuri neafectate de procesele care au urmat, în condiţiile trecerii la un climat temperat, ele suferind transformări funcţionale şi morfologice, în acord cu intensitatea şi tipologia câmpurilor morfogenetice (Pendea, 2005).

Concluzii procese geomorfologice. Acestea au stat atât la baza sculptării formelor de relief majore, şi aici mă refer la relieful structural (fronturi de cuestă, suprafeţe structurale, văi structurale, anticlinale, sinclinale, domuri etc.), cât şi a celor de detaliu, şi anume, formele de relief a căror dinamică este evidentă în prezent (maluri de albii, ravene, alunecări de teren etc.). Cu toate că procesele au fost prezentate separat, de cele mai multe ori pe suprafaţa unui versant scurgerea apei şi deplasările materiale afectează aceeaşi suprafaţă.

În a doua parte a Pleistocenului, dar mai ales în Holocen, se remarcă o tendinţă generală, de restrângere a ariei de influenţă a activităţii fluviale, în favoarea proceselor de deplasare în masă, a celor de denudare peliculară şi de spălare areală (Jakab, 1979a).

Sub aspectul diferenţierilor regionale se poate nota că la modul general, alături de procesele de albie, care se manifestă în toate unităţile morfostructurale, în Podişul Someşan predomină scurgerea apei pe versant, la care se adaugă, alunecările de teren şi procesele carstice, în Câmpia Transilvaniei dominante sunt alunecările de teren, secondate de scurgerea apei pe versant, pentru ca în Podişul Târnavelor alături de alunecări de teren să fie prezentă şi scurgerea apei prin curenţi concentraţi. În Dealurile şi Depresiunile Submontane se manifestă aceleaşi procese ca în subunităţile menţionate anterior, doar că intensitatea şi dominanţa unora dintre ele este condiţionată de specificul local. De asemenea, suprafaţa şi numărul locaţiilor unde se manifestă procese geomorfologice sunt mult mai reduse, pe fondul unui mod specific de utilizare a terenurilor, în conformitate cu posibilităţile obiective oferite de substrat.

Procesele geomorfologice, care au loc pe suprafața versanților, sunt pe de o parte influențate de forma acestora, iar pe de alta, prin derularea lor sunt cele care dictează configurația versantului, îndeosebi la nivel de unități sau subunități morfologice și funcționale.

Se poate concluziona că, prin derularea de-a lungul timpului, a întregii suite de procese și mecanisme, la nivelul substratului din depresiune, relieful, odată apărut, a devenit persistent și s-a diversificat. Practic fiecare formă reprezintă doar o secvență, din evoluția reliefului depresiunii, în care pot fi identificate semne despre trecut, prezent și viitor.

CAPITOLUL 6
TIPURILE DE RELIEF DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Relieful din Depresiunea Transilvaniei este rezultatul modelării structurilor şi rocilor, de către agenţii externi, prin intermediul proceselor geomorfologice. Acestea din urmă, nu fac altceva decât să reliefeze ceea cea factorii interni, prin intermediul proceselor tectonice şi magmato-vulcanice, au edificat, înainte de începerea modelării subaeriene, dar şi pe parcursul acesteia, când mişcările de înălţare a depresiunii şi erupţiile vulcanice din Carpaţii Orientali au fost evidente. În aceeaşi ordine de idei, factorii interni menţin un potenţial geomorfologic, pe care îşi desfăşoară acţiunea agenţii externi, prin intermediul proceselor geomorfologice, ce îi caracterizează. În funcţie de scară, unii dintre factori sau agenţi devin prioritari, determinând relieful major (structural şi fluvial), iar alţii asociaţi, contribuind la geneza reliefului de detaliu (petrografic şi antropic).

Factorii interni, fiind răspunzători îndeosebi de structura geologică, întreţin geneza reliefului atât în mod direct, formând un relief de construcţie, cât şi indirect prin crearea unei baze de manifestarea a proceselor subaeriene. De exemplu, dispunerea straturilor este tot un rezultat al manifestării factorilor interni. În funcţie de condiţiile locale se ajunge ca ele să fie dispuse orizontal, monoclinal, cutat etc.

Procesele geomorfologice care acţionează pe fondul creat de factorii interni, nu fac altceva decât să continue modelarea substratului, până la formarea reliefului de detaliu. Fiecare dintre ele, fie că vorbim de procesele de albie, de cele de pe suprafaţa versanţilor, de procesele carstice sau antropice, intervin asupra scoarţei în manieră proprie.

Toate acestea denotă că, relieful depresiunii este rezultatul interacţiunii factorilor interni şi externi. Cei interni creează marile tipare tectonice, iar cei externi realizează relieful de detaliu, care variază în funcţie de condiţiile locale. Cu alte cuvinte, abordat în acest context, relieful din Depresiunea Transilvaniei este înainte de toate unul structural şi petrografic, fiind abia apoi unul procesual (ca forme de relief predominante), determinat de procesele geomorfologice din trecut, precum şi de cele actuale (fluviale – inclusiv cele specifice versanţilor - şi antropice).

6.1. RELIEFUL STRUCTURAL

Formele de relief cu afinitate structurală sunt rezultatul manifestării proceselor geomorfologice, la adresa diverselor tipuri de structuri, existente în depresiune: monoclinale, boltite, cutate, diapire, orizontale, magmato-vulcanice etc.

Mişcările orogenice care s-au succedat din Senonian, începând cu faza laramică, şi până în Pleistocen, când a avut loc faza tectonică valahă, la care se adaugă şi variaţiile de facies litologic şi de grosime ale formaţiunilor depuse, alcătuite în general din marne şi gresii, de plasticitate şi compresibilitate diferită, au contribuit la definitivarea structurală a depozitelor din depresiune (Irimuş, 1998). Ele au fost supuse la presiuni de intensităţi diferite, fapt ce a determinat, pe de o parte cutarea lor, în sectoarele marginale, iar pe de alta, ridicarea depozitelor de la contactul cu rama montană, sub formă de monoclinuri. În urma proceselor tectonice s-a ajuns în prezent, la compartimentarea sinclinoriului larg, reprezentat de depresiune, cu flancul nord-vestic ce se ridică uşor spre Someşuri şi flancul sud-estic mai abrupt, ce se înalţă dinspre Valea Hârtibaciului spre Valea Oltului, în diverse subunităţi, fiecare cu o structură proprie.

Existenţa unor structuri geologice complexe a fost susţinută încă din 1927 de către Mrazec şi Jekelius, cei care admit prezenţa a trei mari unităţi dispuse concentric:

- zona externă - în cadrul căreia straturile înclină monoclinal către partea centrală a depresiunii;

- zona imediat interioară - caracterizată de prezenţa cutelor diapire cu masive de sare la zi;

- zona interioară a depresiunii - cunoscută şi sub denumirea de cuvetă, cutată în domuri şi brahianticlinale, înconjurate de sinclinale eliptice sau rotunde.

Structura depozitelor din depresiune, prin caracteristicile ei, a fost aşadar cea care a direcţionat acţiunea proceselor geomorfologice, determinând în cele din urmă crearea unor forme de relief distincte, atât la nivel de detaliu, cât şi al reliefului de ansamblu (dispunerea interfluviilor, a văilor, a tipurilor de versanţi etc.). Practic, formele de relief, al căror contur exterior s-a constituit prin intersectarea straturilor, alcătuiesc relieful structural.

Evidenţierea structurii a fost legată atât de factori specifici (extensiunea spaţială şi gradul de fragmentare tectonică), cât şi de factori de natură petrografică (structurile alcătuite din roci mai dure se modelează mai greu, dar se păstrează mai mult în timp), procesuală, evolutivă, climatică etc.

Iniţierea genezei reliefului structural a început o dată cu retragerea apelor şi apariţia la zi a unei suprafeţe slab ondulată, ce înclina de la est spre vest. Pe această suprafaţă, considerată primordială, urmărind liniile de retragere a apelor marine şi lacustre, s-a instalat reţeaua hidrografică iniţială, care era mult mai simplă şi avea un caracter consecvent (Josan, 1979). Abia odată cu adâncirea ei, în formaţiunile geologice existente la zi, a început adaptarea la structură, proces soldat pe de o parte cu complicarea fizionomiei în plan a reţelei de văi, la nivel de afluenţi de ordine inferioare, iar pe de altă parte cu evidenţierea reliefului structural.

Procesele geomorfologice, care au avut loc în Cuaternar, şi aici mă refer în special la cele derulate în condiţii periglaciare, au accentuat dezvoltarea reliefului structural, atât prin procesele de versant, cât şi prin eroziunea regresivă realizată de către râuri (Josan, 1979).

În paralel cu ea, aceleaşi procese geomorfologice, conform autorului citat, au contribuit la degradarea reliefului structural, îndeosebi prin fragmentarea fronturilor de cuestă, pe suprafaţa cărora s-au produs alunecări masive de teren şi s-au dezvoltat torenţi, ca urmare a continuării diversificării reţelei hidrografice. La estomparea reliefului structural au contribuit şi râurile, care în ultima parte a Cuaternarului şi-au dezvoltat lunci extinse. În aceste condiţii materialul mobilizat de pe versanţi nu a mai fost evacuat de către reţeaua de drenaj, rămânând la baza lor, sub formă de glacisuri, acoperind-o. Degradarea reliefului structural, aşa cum a fost el reliefat de către adaptarea reţelei hidrografice la substrat, continuă şi în condiţiile actuale, ca efect a proceselor geomorfologice induse antropic, în urma despăduririlor, desţelenirilor şi a agrotehnicii folosite.

A avut loc astfel o trecere de la un relief predominant structural, la unul procesual, şi aici mă refer la cel generat de procesele de la nivelul versanţilor, format ce-i drept, pe tiparele structurale existente deja.

6.1.1. Relieful structurilor monoclinale

În cadrul structurilor monoclinale transilvane straturile înclină în aceeaşi direcţie cu câteva grade (în medie 2º – 10º); există şi excepţii, când această valoare maximă poate fi depăşită, mai ales datorită unor mişcări tectonice ulterioare depunerii straturilor, care pot ajunge în poziţie verticală. Structurile monoclinale din depresiune, fiind dispuse mai ales pe marginile ei, ocupă suprafeţe de ordinul zecilor şi sutelor de kilometrii pătraţi (Savu, 1963).

Toate acestea concură la geneza unui relief specific, care prin extensiune şi particularităţi constituie una din nota de specificitate a multor unităţi morfostructurale: Podişul Someşan, Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor, Depresiunea Lăpuş, Dealurile Bistriţei, Depresiunea Făgăraş, Depresiunea Almaş-Agrij etc.

Scoaterea în evidenţă a structurilor monoclinale a avut loc prin intermediul reţelei hidrografice, care în demersul de adaptare la structură a avut iniţial un caracter consecvent, pentru ca apoi afluenţii din prima generaţie, să degaje capetele de straturi, în sectoarele de minimă rezistenţă, devenind văi subsecvente. Ulterior, dezvoltarea unor generaţii secundare de afluenţi a determinat apariţia văilor obsecvente şi resecvente.

La geneza reliefului structural, pe depozite monoclinale, o contribuție deosebită a avut-o prezența alternanței straturilor alcătuite din roci mai dure (gresii, tufuri etc.), cu cele alcătuite din roci mai friabile (argile, marne și nisipuri).

În categoria formelor de relief tipice structurilor monoclinale se remarcă: văile și cuestele, considerate ca forme majore. Alături de acestea se întâlnesc și forme de detaliu de tipul: teraselor structurale, poliților, taluzurilor, martorilor structurali etc.

Văile caracteristice structurile monoclinale, se clasifică în funcție de poziția pe care o au față de înclinarea straturilor în: văi consecvente, văi obsecvente, văi subsecvente și văi resecvente.

Cuesta este o formă de relief asimetrică delimitată de două văi subsecvente; în componența ei intră un versant abrupt, denumit frontul sau fruntea cuestei, și unul ușor înclinat, reprezentat de către reversul cuestei, păstrat sub forma unei suprafețe structurale primare sau derivată, formată prin eroziune (fig. 6. 1).

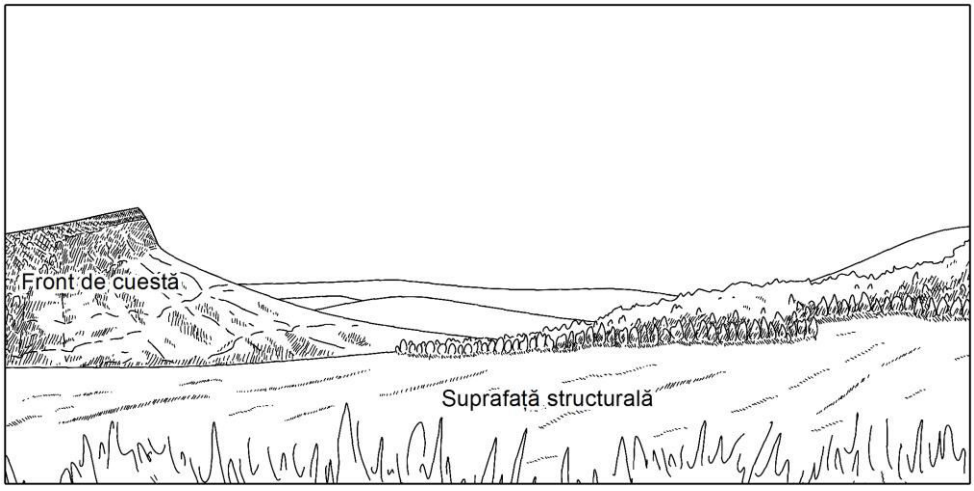


Fig. 6. 1. Relief format pe structuri monoclinale în Culoarului Căpușului

În continuare, datorită diversității sub care se prezintă și a specificului local, formele de relief specifice structurilor monoclinale vor fi prezentate la nivel de unități morfostructurale.

În **Podișul Someșan**, existența depozitelor dispuse monoclinal, pe cea mai mare parte din suprafața sa, a determinat formarea unui relief structural, care constituie nota de specificitate a acestuia.

Fundamentul depresiunii, aferent podișului, fiind prevăzut cu o zonă de maximă inflexiune, aproximativ pe axa Someșului, între Dej și Jibou, a favorizat depunerea monoclinală a depozitelor geologice, în timpul transgresiunilor și regresiunilor marine care au avut loc în Paleogen și Neogen (Savu, 1963). Conform

sursei citate, înclinarea straturilor este mai pronunțată (8-10º) pentru depozitele bazale (paleogene) și mult mai slabă (4-6º), pentru cele superioare (neogene).

Acesta este unul din motivul pentru care, formele structurale principale din podiș, menținute pe straturile mai rezistente la eroziune, se desfășoară concentric, într-un larg arc de cerc, al cărui centru ar corespunde cu aproximare localității Gherla (Savu, 1963).

Geneza reliefului structural monoclinal se leagă de adaptarea rețelei hidrografice la suprafața câmpiei piemontano-litorală, proaspăt exondată, alcătuită din întreaga suită de formațiuni eocene, oligocene și miocene, concordante între ele, dar discordante față de fundamentul cristalin, dislocat și scufundat (Savu, 1963).

Inițial rețeaua hidrografică s-a adâncit în sens consecvent, generând o serie de culoare de vale separate de interfluvii prelungi. Ulterior ea s-a diversificat prin apariția văilor cu caracter subsecvent, cele care au condus la detașarea podișului de masivele cristaline periferice și la schițarea liniilor generale de cueste. Acestea din urmă au început să se impună în morfologia podișului, aspect care se menține și în prezent, cu toate că procesele geomorfologice de la nivelul versanților determină fragmentarea lor.

Geneza unui relieful structural, asociat depozitelor monoclinale, a fost favorizată și de litologie, care prin existența unor orizonturi de calcare și a Tufului de Dej, a susținut menținerea unor fronturi structurale de tip cuestiform și a suprafețelor structurale asociate, pe suprafețe extinse, constituind, alături de văile subsecvente și consecvente, una din notele caracteristice ale podișului.

Relieful dezvoltat pe structuri monoclinale prezintă în cadrul Podișului Someșan diferențieri evidente de la o subunitate la alta, așa cum se va evidenția în continuare.

Relieful structural, datorat prezenței depozitelor dispuse monoclinal, reprezintă una din trăsăturile morfologice ale ***Podișului Purcăreț-Boiu Mare***. Fronturile de cuestă, de la limita nordică a acestuia, au fost intens fragmentate de către afluenții de stânga ai Lăpușului, motiv pentru care din ele au rămas numeroși martori structuralo-erozivi, separați de înșeuări, care se încadrează în prezent Dealurilor Chioarului (Vârful Răpții 595 m, Vârful Măgura 558 m, Dealul Cornul Pleșei 557 m etc.) (Geografia României, III, 1987), situate în afara Depresiunii Transilvaniei, ca subunitate a Dealurilor de Vest. Abia mai la sud cuestele sunt mai unitare ele aparținând culmii structurale Prisnel (651 m) – Dealul Purcărețului (538 m) – Dealul Margina (570 m), aferentă Podișului Purcăreț Boiu Mare. Fronturile lor sunt orientate spre masivele cristaline Dealul Mare și Preluca, fiind dispuse pe un aliniament orientat de la sud-vest spre nord-est.

În aceste condiții, relieful structural din Podișul Purcăreț – Boiu Mare, în funcție de stadiul de evoluție la care a ajuns, permite individualizarea a două sectoare: unul nordic, mai înalt și intens fragmentat, și altul sudic, mai coborât și mai unitar (Geografia României, III, 1987).

Cuestele sectorului nordic au fost fragmentate de către afluenții Lăpușului, Bârsăului și Someșului, din ele rămânând martori structuralo-erozivi, modelați pe

calcare priaboniene şi separaţi de înşeuări. Între aceşti martori, pornind de la sud-vest către nord-est, se remarcă: Dealul Poienița (512 m), Dealul Piatra Cozlei (584 m), Dealul Cozlei (543 m), Dealul Prisnel (651 m), Dealul Purcăreţului (538 m), Dealul Margina (570 m), Dealul Purecoaia (565 m) Dealul Giorgiului (546 m), Vârful Podului (540 m) şi Dealul Sălniței (460 m).

În sectorul sudic relieful structural este mai uniform, sub aspect altitudinal, fiind vorba mai degrabă de suprafeţele structurale, aferente frontului de cuestă, de la limita cu sectorul nordic. Calcarele, care în sectorul nordic menţin martorii structuralo-erozivi, în sectorul sudic se prezintă pe revers de cuestă, sub forma unor platouri cu doline şi lapiezuri fragmentate de văi cu aspect de chei.

În partea vestică a Podişului Purcăreţ-Boiu Mare se remarcă frontul de cuestă care se extinde, de la sud spre nord, între Jibou şi Fericea. Emblematic este în acest sens Dealul lui Racoţi sau Piscul Ronei (437 m) menţinut pe gresia de Racoţi. Începând cu Dealul Poienița (512 m) frontul de cuestă este conservat de calcarul eocen superior (Savu, 1963). Frontul de cuestă amintit este relativ unitar, fiind deranjat doar de pâlnia cataclinală, cu aspect de amfiteatru, în care se află localitatea Vădurele (Geografia României, III, 1987).

În ***Dealurile Ciceului*** cuestele existente, menţinute pe depozite miocene, le continuă pe cele de la sud de Someş (din Dealurile Şimişna-Gârbou), închizând spre est ulucul depresionar Poiana Blenchii – Goştila (Savu, 1963). Dintre înălţimile orografice, proprii acestui aliniament de cueste, de la sud spre nord se remarcă: Dealul Dumbrava (566 m), Dealul Pleşei (525 m), Vârful Chicera (558 m) etc.

Şi partea nordică a ***Dealurilor Năsăudului*** prezintă un relief tipic dezvoltat pe structuri monoclinale, al căror straturi înclină cu 15 – 20º, spre sud. Suprafeţe structurale tipice, orientate şi ele spre sud, cu altitudini de 850 – 900 m sunt menţinute de orizonturile de gresii; ele sunt flancate spre nord de fronturi de cuestă, evidenţiate de afluenţii laterali ai următoarelor văilor consecvente: Sălăuţa, Gersa, Rebra, Cormaia, adâncite şi ele tot în formaţiuni oligocene, dar mai puţin dure (şisturi disodilice sau marno-gresiile orizontului cu facies de fliş) (Geografia României, III, 1987). În condiţiile date, în lungul râurilor apar sectoare pe care văile prezintă lărgiri apreciabile (cum este în cazul Sălăuţei, care în aval de Telciu intersectează şisturi disodilice) în alternanţă cu sectoare de defileu, menţinute pe seama gresiilor (Geografia României, III, 1987).

Relieful structurilor monoclinale este caracteristic şi părţii de sud a Dealurilor Năsăudului, unde pe seama orizonturilor de conglomerate şi gresii dure, burdigaliene, se menţin fronturi de cuestă, aşa cum sunt cele din lungul afluenţilor de stânga, subsecvenţi ai Sălăuţei (văile Babei, Arşiţei şi Fântânii), la care se adaugă cele de pe văile Vinului şi Paltinului, în bazinetul depresionar Parva, aferent sectorului subsecvent al Văii Rebra (Geografia României, III, 1987).

Tot în acest context se remarcă suprafețele şi structurale de pe dreapta Someşului Mare, dintre Feldru şi Salva, care fiind modelate în gresii burdigaliene, prezintă înclinări cu valori cuprinse între15 – 20º.

În partea sudică a Dealurilor Năsăudului, Culoarul Someşului Mare prezintă o asimetrie evidentă, izvorâtă din caracterul său subsecvent, raportat la structura monoclinală.

În Dealurile Năsăudului majoritatea văilor afluenților de dreapta ai Someşului Mare au caracter consecvent. Pe interfluviile care coboară spre sud, dinspre munte, apar şi influențe structurale materializate în aliniamente de vârfuri, şei şi mici platouri (Ielenicz, 1999).

În ***Dealurile Şimişna-Gârbou*** frontul de cuestă menținut pe depozite miocene se extinde începând de la vest de Dej (Dealul Podu Luncii cu altitudinea de 477 m) până la est de Rus, în Dealul Braşeului (463 m), pentru a se continua apoi şi la nord de Someş (Savu, 1963). Dintre martorii structuralo-erozivi, prezenți la partea superioară a acestuia, de la est la vest, se remarcă: Muncelu Cetanului (486 m), Dealul Măgura (530 m), Dosu Fundăturii (540 m), Dealu Cetățeaua (504 m), Dealu Măgurii (535 m), Dealul Comoara (518 m), Dealul Onului (556 m), Dealu Şindilii (600 m) etc.

Una din văile consecvente a podişului este Valea Olpretului, cea care delimitează Dealurile Şimişna-Gârbou de Dealurile Clujului şi Dejului. Ea se lărgeşte considerabil în aval de Bobâlna, primind o serie de afluenți subsecvenți, de pe ambele părți, ai căror cueste sunt orientate spre vest.

Relieful structural, din ***Dealurile Clujului şi Dejului***, este strâns legat şi el de prezența structurii monoclinale.

În sud-estul acestora relieful structural, de tipul fronturilor de cuestă, este menținut pe partea stângă a Văii Nădăşelului, în aval de Sânpaul, şi pe Valea Nadăşului, între Mera şi Baciu. La proeminența reliefului au contribuit şi depozitele sedimentare aparținătoare Eggenburgian-ului (Acvitanianului/Rupelianului), reprezentate de gresii, nisipuri şi marne dispuse alternant, la care se adaugă şi orizonturi de calcare (Geografia României, III, 1987).

În partea estică a Dealurilor Clujului şi Dejului fronturile de cuestă s-au format şi menținut pe seama orizontului masiv al Tufului de Dej. Astfel, începând din Dealul Lombului sau Popeşti (682 m), situat la nord de Cluj-Napoca, în care orizontul de tufuri apare numai periferic, fiind acoperit cu argile şi nisipuri sarmațiene, frontul de cuestă menținut de Tuful de Dej se continuă prin Dealul Nucului (667 m), Dealul Techeniş (549 m), Dealul Şinteu sau Şoimenilor (563 m), Dealul Vulturu (607 m), Dealul Bobâlna (689 m), Dealul Şigău (603), Dealul Măguriţa (626 m) etc.

În partea vestică, a Dealurilor Clujului şi Dejului, se remarcă prezența cuestelor de pe interfluviul dintre văile Popeşti şi Nădăşelu (Savu, 1963). Dintre martorii structuralo erozivi, de la partea superioară a cuestelor, de la sud la nord, se disting: Dealul Gălnaci (658 m), Dealul Sumurduc (566 m), Dealul Piţinidea (557 m) etc.

De asemenea, principalele văi din Dealurile Clujului şi Dejului (Popeştilor, Chintenilor, Feiurdenilor, Borşei, Lonei etc.), afluente de stânga ai Someşului Mic, sunt în general consecvente.

Valea Nadăşului s-a adaptat structurilor monoclinale devenind una subsecventă, de unde şi aspectul ei asimetric în profil transversal, cu un versant abrupt, sub formă de front de cuestă (cel stâng) şi unul mai puţin înclinat (cel drept), suprapus unei suprafeţe structurale. Alături de calcarele eocene, la menţinerea fronturilor de cuestă din Culoarul Nadăşului, contribuie şi gresiile Oligocenului, fapt care explică menţinerea unor altitudini de peste 600 m: Dâmbu Dealului (627 m), Dealul Turea (610 m), Dealul Urcuşului (633 m), Dealul Chepei (618 m), Dealul Morunu (647 m), Dealul Mera (669 m) etc.

Relieful structurilor monoclinale este foarte bine evidenţiat şi în Culoarul Căpuşului, al cărei trăsături principale, în profil transversal, este asimetria pronunţată, determinată de caracterul său subsecvent, pe linia de contact dintre cristalin şi sedimentarul seriilor eocenului (Geografia României, III, 1987). Comparativ cu versantul drept, care are aspectul unei suprafeţe structurale, cel stâng se prezintă sub forma unui front de cuestă etajat (fig. 6. 2), menţinut de cele două orizonturi de calcare grosiere eocene, la care se adaugă orizontul Numulites perforatus şi orizonturile de gresii calcaroase (Posea, 1963). Prezenţa acestor orizonturi dure dispuse în alternanţă cu straturi mai moi a determinat apariţia a trei şiruri de fronturi de cuestă (Posea, 1963):

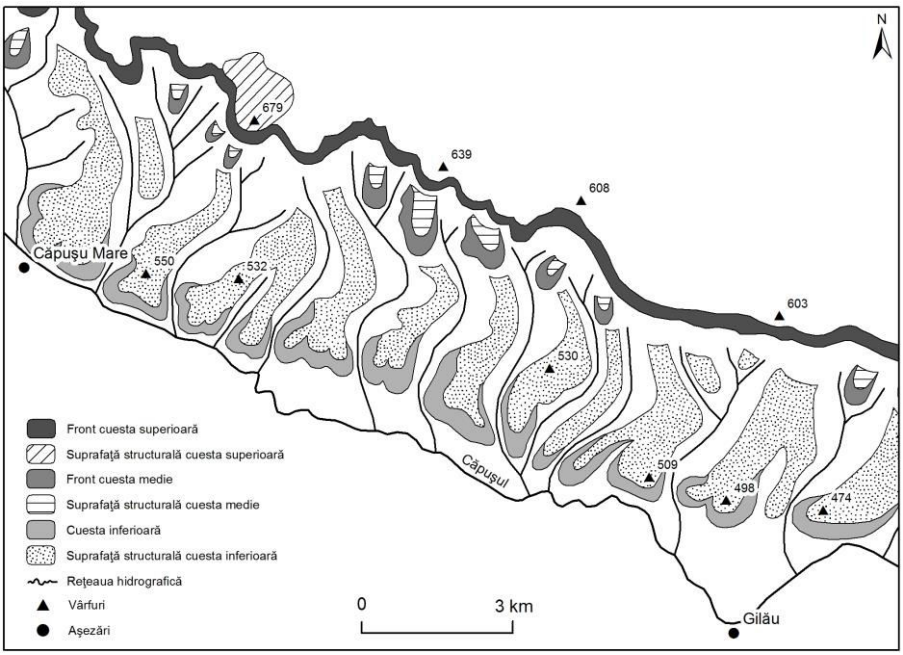


Fig. 6. 2. Relieful de cuestă de pe versantul stâng al Căpuşului (prelucrare după Posea, 1963, p. 3)

- frontul de cuestă superior - menținut de calcarul grosier superior, este cel mai evident dintre toate, fiind în același timp cel mai vechi și mai înalt, având rol de interfluviu între Căpuș și Nadeș; prin denivelările de 100 – 150 m, ce îl caracterizează, el se prezintă sub forma unui front proeminent menținut la altitudini de 650 – 700 m (737 m, în martorul structural Dealul Ursului);

- frontul de cuestă mediu - format pe calcarele grosiere inferioare, este mai puțin dezvoltat având aspect de umeri situați la baza frontului superior; frontul este abrupt, dar are înălțimi de doar 40 m; se menține la altitudini de 550 – 600 m fiind fragmentat de afluenții obsecvenți ai Căpușului, care primesc aspect de pâlnii cataclinale (Geografia României, III, 1987);

- frontul de cuestă inferior - dezvoltat pe orizontul cu numuliți, este abrupt și prezintă diferențe altitudinale, între partea superioară și cea inferioară, de până la 100 m; el este fragmentat de văi obsecvente și are în profil transversal 3 – 4 trepte, date de straturile subțiri de calcare, gresie și conglomerate.

Suprafețele structurale care însoțesc cuestele din culoarele Căpușului și al Someșului Mic nu au fost sculptate decât indirect în orizontul de calcar, ele formându-se pe seama argilelor vărgate superioare care îl mulează (Savu, 1963).

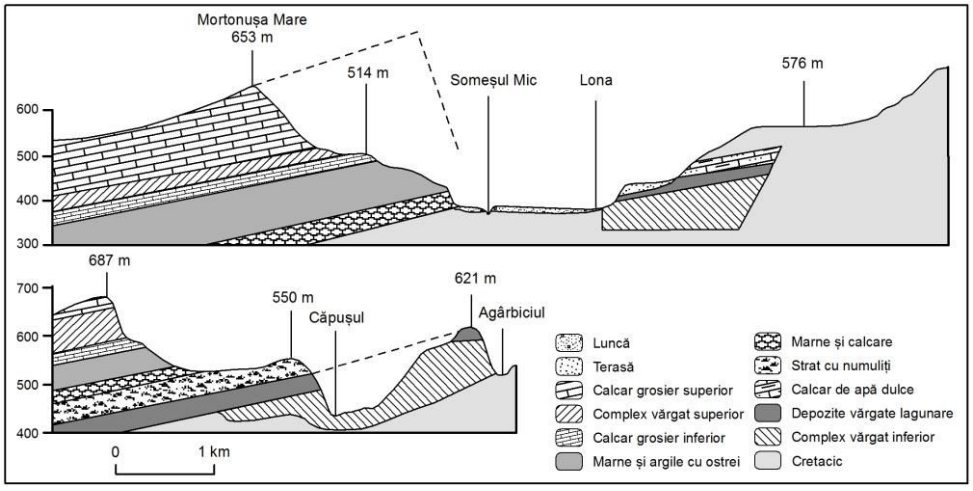


Fig. 6. 3. Profile transversale prin văile Someșul Mic și Căpuș (prelucrare după Posea, 1963, p. 1)

La rândul său, Culoarul Someșului Mic, între Gilău și Someșeni, prezintă o asimetrie evidentă, ca rezultat al adaptării rețelei hidrografice la structura monoclinală, de unde și caracterul său de vale subsecventă (fig. 6. 3). Versantul stâng se prezintă sub formă de front de cuestă etajat, – Dealul Vișteа (600 m), Dealul Suceagului (637 m), Dealul Melcului (615 m) - , între Gilău și Cluj-Napoca, continuând frontul de cuestă din Culoarul Căpușului, pentru ca în aval de ultima

localitate indicată, frontul de cuestă să se mențină unitar, având un singur nivel (Geografia României, III, 1987). Pe teritoriul orașului Cluj-Napoca, la menținerea frontului de cuestă contribuie și gresia de Cetățuia.

Comparativ cu acesta, versantul drept este prelung, fiind etajat la partea inferioară, datorită prezenței teraselor Someșului Mic.

În aval de Someșeni, caracterul se subsecvență al văii diminuează treptat, pe măsură ce Someșul Mic primește o poziție oblică, față de înclinarea generală a straturilor, odată cu intersectarea cutelor diapire, din partea vestică a Câmpiei Transilvaniei.

Interfluviul dintre Nadăș și Căpuș, fiind încadrat de două văi asimetrice, prezintă și el o evidentă asimetrie, de natură structurală. Este vorba de un front de cuestă, menținut pe orizonturile cu calcare grosiere eocene, cu declivități cuprinse între 30 – 45^{o}, orientat spre Culoarul Căpușului, și de o suprafață structurală, cu aspect de revers de cuestă a cărei lățimi maxime ajung la 4 – 5 km, orientată spre Culoarul Nadășului.

Afluenții consecvenți, de dreapta ai Nadășului, (Inuc, Macău, Gârboel, Arvat, Vișstea, Suceagu, Valea Lungă etc.), au fragmentat suprafața structurală, generând în cursurile lor superioare, mici bazinete de eroziune selectivă, menținute suspendate de calcarele prezente în sectorul inferior.

Cu toate că în Podișul Someșan, fronturile de cuestă dau nota de specificitate a reliefului structural, dezvoltat pe depozite monoclinale, nu același lucru se poate spune și despre suprafețele structurale. Cu unele excepții, așa cum este în cazul Podișului Purcăreț-Boiu Mare, suprafețele structurale tipice nu se evidențiază decât cu totul sporadic, având extensiuni reduse, din cauza compartimentării și fragmentării intense, de către rețeaua de văi (Savu, 1963). S-a ajuns astfel la transformarea lor într-o serie de culmi prelungi, paralele și asimetrice, care se desprind de la partea superioară a fronturilor de cuestă. Caracterul tipic, al suprafețelor structurale, se păstrează mai ales în partea de racord cu linia fronturilor de cuestă, unde este cel mai bine exprimat caracterul morfotectonic inițial (Savu, 1963). Alături de rețeaua hidrografică, o contribuție semnificativă la fragmentarea suprafețelor structurale, acolo unde acestea au fost menținute pe orizonturi de calcare, au avut-o procesele carstice, cele care le-au adus până la stadiul de martori structurali, așa cum este în cazul Podișului Purcăreț-Boiu Mare.

Se poate **concluziona** că, relieful Podișului Someșan are aspectul unor culmi succesive, asimetrice în profil, al căror front de cuestă este orientat spre exterior, în timp ce suprafețele structurale se îndreaptă spre interior; culmile sunt despărțite de văi, asimetrice și ele în profil transversal (Coteț, 1973).

Predominarea structurii monoclinale în Podișul Someșan a determinat geneza celui mai evident relief structural din Depresiunea Transilvaniei, în care dominant

este relieful de cuestă, împreună cu tot complexul de forme complementare sau secundare ce îl însoţeşte (Posea et al., 1974).

Menţinerea fronturilor de cuestă a fost favorizată de existenţa unor orizonturi de roci mai rezistente la eroziune: calcare grosiere, tufuri şi conglomerate compacte (Posea, 1963).

Dintre fronturile de cuestă cele mai dezvoltate sunt cele formate pe straturile eocene, ce se desfăşoară ca o fâşie de la Cluj-Napoca la Huedin, pentru a se continua apoi pe partea estică a Munţilor Meseş până în Depresiunea Lăpuşului (Posea et al., 1974). Conform autorilor citaţi, ele sunt urmate, ca importanţă, de fronturile de cuestă formate pe depozite oligocene, apoi cele de la contactul Formaţiunii de Hida cu Eocenul şi de cele de la contactul Badenianului cu Formaţiunea de Hida, toate descriind arcuri mari curbate spre vest.

Suprafeţele structurale, aferente fronturile de cuestă, au fost fragmentate de către procesele geomorfologice actuale şi periglaciare, fiind transformate în aliniamente de vârfuri, menţinute aproximativ la aceeaşi altitudine, separate se şei şi platouri cu suprafeţe reduse.

Prezenţa structurii monoclinale în podiş este evidenţiată şi de modul de dispunere a văilor, care prezintă un caracter cu totul aparte, raportat la Valea Someşului (sectorul Dej – Jibou), care este orientată contrar înclinării straturilor, având astfel un caracter obsecvent. Văile Agrişului şi Almaşului sunt considerate subsecvente, iar toţi afluenţii de stânga ai Someşului Mic, în aval de Cluj-Napoca, ar putea fi considerate ca văi resecvente (Coteţ, 1973). Alături de văile principale, care au mai ales caracter subsecvent şi consecvent, majoritatea văilor de ordin inferior au caracter obsecvent şi resecvent.

În **Câmpia Transilvaniei** relieful dat de structurile monoclinale se leagă de înclinarea generală a straturilor dinspre partea de vest spre partea centrală a acesteia (Posea et al., 1974; Geografia României, III, 1987); mai trebuie adăugat că, pe alocuri, ele sunt deranjate diapir, sub formă de cute şi boltiri de tip dom şi brahianticlinal, aşa cum se va detalia într-un subcapitol următor.

În jumătatea nordică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Someşană) înclinarea generală a straturilor, către răsărit, este foarte bine evidenţiată de prezenţa frontului de cuestă major Gădălin – Bonţida – Gherla, de pe dreapta Someşului Mic (Geografia României, III, 1987). La est de aceasta, până în Valea Fizeşului, conform înclinării generale spre est, se dezvoltă mai ales văi consecvente (Sic, Puini, Ghiriş etc.), la care se adaugă şi o serie de culmi interfluviale, descendente şi ele către partea mediană a câmpiei, însoţite de fronturi de cuestă evidente şi monoclinuri prelungi în direcţia Văii Fizeşului (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, primul aliniament de culmi jalonează îndeaproape cuesta Someşului Mic, păstrând altitudini destul de ridicate de 450 – 520 m (Dealurile Gădălin 475 m, Sic 479, Ţanălu 522 m, Harsa 521 m etc.), în timp ce al doilea, dispus paralel cu primul

(sud-nord), are rol de cumpănă morfologică între Someşu Mic şi Fizeş, fapt dovedit şi de altitudinile absolute ce depăşesc 500 m (Ţigla Frata 526 m, Picuieţ 551 m, Chicera 560 m etc.).

De asemenea, partea nordică a câmpiei se termină, spre Culoarul Someşului Mare, prin intermediul unui front de cuestă, care se extinde pe aproape 20 de km, între Coldău şi Mica (Pop, 2001).

Şi în jumătatea sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Mureşană) este prezent relieful structural aferent depozitelor monoclinale. Astfel, comparativ cu partea centrală a Câmpiei Mureşene, care are aspectul unei arii colinare cu orientări nedefinite ale culmilor, marginile vestice şi estice ale acesteia sunt dominate de interfluvii prelungi, destul de late, dar cu o asimetrie pronunţată (Geografia României, III, 1987).

Pornind din vecinătatea Culoarului Arieşului, al cărui versant stâng este reprezentat de frontul de cuestă desfăşurat între Hădăreni şi Turda (Coasta Grindului), se succed spre est, o serie de fronturi de cuestă abrupte şi versanţi monoclinali prelungi (aferenţi suprafeţelor structurale), cu valori reduse ale declivităţii, până în bazinul Văii Luduşului (Geografia României, III, 1987).

Conform sursei citate, fronturile de cuestă sunt etajate din cauza prezenţei straturilor dure, de tipul gresiilor şi al tufurilor. Alături de acestea sunt prezente şi suprafeţe structurale, pe care există alunecări masive de teren de tip glimee; împreună cu fronturile de cuestă, ele dau nota de specificitate a reliefului din Câmpia Transilvaniei (Gârbacea, 1992).

Fronturile de cuestă de pe partea stângă a Culoarului Arieşului se continuă spre est delimitând sudul câmpiei, formând în acelaşi timp versantul drept al Culoarului Mureşului.

O situaţie similară se întâlneşte în partea estică a Câmpiei Mureşene, unde de la est de Valea Comlodului şi până la contactul cu Dealurile Bistriţei (subunitatea Culmea Şieului) sunt prezente fronturi de cuestă, dispuse sub forma unor culmi prelungi, străjuite de versanţi asimetrici modelaţi în roci mai rezistente de tipul gresiilor, marnelor compacte şi tufurilor, pe alocuri cutate (Geografia României, III, 1987).

Din cauza modului de înclinare a depozitelor râurile afluente Someşului Mic şi Someşului Mare (Gădălin Fizeş, Bandău, Meleş etc.) prezintă fronturi de cuestă pe partea dreaptă, în timp ce râurile colectate de Mureş (Comlod, Pârâul de Câmpie etc.) şi Arieş (Valea Largă şi Valea Florilor) au fronturile de cuestă pe partea stângă (Pop, 2001).

Toate acestea denotă că, relieful tipic de cuestă se leagă de înclinarea generală a straturilor, către partea centrală a Câmpiei Transilvaniei.

Prezenţa unui monoclin în **Podişul Târnavelor**, ce înclină uşor spre nord, deranjat pe alocuri de cute şi domuri diapire, a stat la baza constituirii fronturilor

de cuestă pe partea dreaptă a râurilor principale: Mureș, Târnava Mică, Târnava Mare, Secașul Mic, Secașul Mare și Olt.

Alături de acestea se remarcă cele de pe afluenţii râurilor principale (în Podișul Secașelor, Dealurile Dumbrăvenilor etc.), care uneori sunt însoțite de suprafețe structurale, menținute pe straturi mai dure de gresii, conglomerate sau tufuri de vârstă badeniană și sarmațiană (Posea et al., 1974). Conform autorilor citați, fronturile de cuestă, din văile secundare, sunt de cele mai multe ori de tip unghiular sau oblic, precum sunt și cele de pe Valea Visei, vale consecventă, dar ai cărei afluenți, sunt subsecvenți și au fronturi de cuestă dezvoltate, ca de exemplu pe Valea Calva.

La nivel regional, în cadrul Podișului Târnavelor se există diferențe de la o subunitate morfostructurală la alta, în funcție de modul cum a avut loc adaptarea rețelei hidrografice, la depozitele dispuse monoclinal.

Datorită structurii monoclinale, care înclină de la sud la nord, văile principale din ***Dealurile Târnavei Mici*** sunt asimetrice, având un versant drept mai abrupt sub formă de front de cuestă și unul strâng mai lin, suprapus unor suprafețe structurale. În această subunitate există și alte tipuri de cueste, dar ele sunt rezultatul adaptării rețelei hidrografice la structuri diapire.

Referitor la fronturile de cuestă din Dealurile Târnavei Mici este interesant punctul de vedere exprimat de Jakab (1979b), cel care precizează că la geneza lor, alături de structură, un rol hotărâtor l-au avut procesele geomorfologice de la nivelul versanților, desfășurate în condiții climatice specifice (periglaciare din Cuaternar) și pe un substrat alcătuit din roci friabile. Autorul citat menționează și existența unor asimetrii introduse de expoziție, în sensul că versanții expuși spre sud, sud-vest sau vest sunt mai abrupți, fără ca formațiunile litologice să aibă o înclinare inversă, adică lipsește condiția structurală. Astfel asimetriile, cauzate predominant de procese morfoclimatice, reprezintă doar un stadiu în evoluția versanților grefați pe roci moi (Jakab, 1979b).

Relieful structural din ***Podișul Hârtibaciului*** se leagă în principal de existența structurilor monoclinale. Lipsa unor straturi dure, care să se dezvolte pe întinderi considerabie, justifică în mare parte absența suprafețelor structurale (Geografia României, III, 1987). În aceste condiții cele mai evidente forme de relief structural sunt reprezentate de fronturile de cuestă, păstrate îndeosebi pe depozitele nisipo-grezoase ale Pannonianului.

Fronturile de cuestă din Podișul Hârtibaciului sunt de mai multe tipuri; dintre acestea se remarcă următoarele (Grecu, 1992):

- *fronturile de cuestă liniare* - sunt caracteristice îndeosebi pe partea stângă a afluenților de dreapta ai Hârtibaciului; în categoria lor se includ frontul de cuestă al Zăvoiului (cu o lungime de aproximativ 6 km), frontul de cuestă al Ghijasei (este bine păstrată în Dealul Alțâna și în aval de acesta), fronturile de cuestă din cursul inferior al râului Coveș, Valea Stricată, Pelișor, Proștea și Ruja;

- *fronturile de cuestă unghiulare* - sunt specifice sectoarelor de confluenţă ale râurilor cu Hârtibaciu, între localităţile Alţâna şi Beneşti; în categoria lor se cuprind: frontul de cuestă al Dealului Vecerd (situat la confluenţa râurilor Vecerd şi Zlagna), frontul de cuestă al Dealului Ighiş (se continuă în lungul Hârtibaciului - prin dreptul localităţii Beneşti - până spre confluenţa cu Albacul, cu frontul de cuestă de la Beneşti şi Coasta Vărdului), frontul de cuestă al Bârghişului sau Coasta Mare (este prezent pe stânga văii şi se extinde din aval de Bârghiş până la confluenţa cu Hârtibaciu), frontul de cuestă al Coveşului etc.;

- *fronturile de cuestă semicirculare* - se întâlnesc în sectoarele în care râurile formează un traseu circular; se remarcă în acest sens frontul de cuestă din interiorul cotului Hârtibaciului din aval de Beneşti, frontul de cuestă al Albacului, situat la confluenţa Hârtibaciu – Albac.

Majoritatea fronturile de cuestă menţionate sunt afectate de intense procese geomorfologice de versant, care au determinat fragmentarea lor şi apariţia unor vârfuri conice, cu aspect de martori structuralo-erozivi. Ei sunt delimitaţi de înşeuări largi, ce dau fronturilor de cuestă un aspect festonat, motiv pentru care, multe din fronturile de cuestă liniare sunt în acelaşi timp şi fronturi de cuestă festonate (Grecu, 1992).

Fronturile de cuestă menţionate sunt prevăzute pe revers cu suprafeţe structurale, pe alocuri relativ bine conservate, dar în general fragmentate de către reţeaua hidrografică de ordinul unu (în sistemul Horton-Strahler), aşa cum este de exemplu în cazul versantului drept al Văii Coveş.

În ***Podişul Secaşelor*** depozitele depuse monoclinal înclină spre centrul Depresiunii Transilvaniei.

În cadrul relieful structural specific se remarcă fronturile de cuestă dezvoltate pe dreapta Secaşului Mare şi Secaşului Mic. Pe alocuri aceşti versanţi cuestiformi au aspect de abrupturi de împingere, aşa cum se întâmplă în cazul Secaşului Mare între Apoldu de Jos şi Miercurea Sibiului (Geografia României, III, 1987), sporind caracteristica de asimetrie a culoarelor de vale.

Prezenţa depozitelor dispuse monoclinal, pe cea mai mare parte a podişului, a determinat ca reţeaua hidrografică să fie adaptată fidel la structură, formându-se văi consecvente (afluenţii de stânga ai Secaşului Mic: Valea Lunca Satului, Valea Pustie, Valea Trecătoarea, Valea Hăncii, Valea Păucii, Valea Ungureiului, Valea Măghieratului, Valea Bolânda, Valea Ohaba, Valea Gârbău sau Berghin şi Valea Henig, apoi afluenţii de stânga ai Târnavei Mari şi Târnavei: Valea Şeica, Valea Soroştin, Valea Ţapul, Valea Cenade, Valea Spătacului, Valea Vezei, Valea Tiur şi Valea Izvorul Iezerului), văi subsecvente (Valea Secaşului Mic – sectorul Sădinca - Colibi) şi văi obsecvente, care fragmentează cuesta de pe dreapta Secaşului Mic (Valea Hreanului, Valea Cinezii, Valea Cergăului de Secaş, Valea Padina, Valea lui Bărău etc.)

Revenind la valea subsecventă a Secaşului Mic, ea se caracterizează printr-o asimetrie evidentă, dată de prezența unui versant abrupt pe partea dreaptă, sub formă front de cuestă, şi un versant prelung, pe partea stângă, cu aspect de suprafață structurală. Versantul de pe partea dreaptă, cu toate că la începutul schițării lui a fost unul unitar, cu aspect de front de cuestă, în prezent el este fragmentat de afluenții de dreapta, obsecvenți, care la obârşii prezintă fronturi de cuestă derivate de formă circulară. S-a ajuns în aceste condiții la un front de cuestă festonat, întrerupt de o serie de înşeuări de obârşie, care delimitează martori structurali, de formă prismatică (Raboca, 1995), ce jalonează interfluviul dintre Secaşul Mic şi Târnava Mare; în categoria acestora din urmă se remarcă: Dealul Comenzii (494 m), Vârful la Brazi (488 m), Dealul Verigerului (482 m), Dealul Vârtopului (465 m), Dealul Bătrâna (362 m), Dealul Viile Colibi (371 m) etc.

Datorită friabilității litologice şi în Podişul Secaşelor suprafețele structurale sunt slab reliefate şi puțin extinse spațial (Raboca, 1985), ele fiind păstrate doar pe interfluviile principale.

În cadrul **Depresiunii Lăpuş** relieful structural, aferent depozitelor dispuse monoclinal, se leagă de prezența depozitelor eocene şi ale Miocenului inferior (Formațiunea de Hida).

Dintre formele structurale tipice depozitelor eocene se remarcă Suprafața Vârtoapele (Posea, 1962a), situată în sud-estul depresiunii. Cu toate că dezvoltarea ei s-a legat de prezența depozitelor eocene, nivelul său topografic retează sub un anumit unghi şi depozite oligocene (Posea, 1962a).

Conform autorului citat, diferențele introduse de vârsta rocilor care aflorează pe suprafața sa, permit individualizarea a trei fâşii longitudinale:

- prima, dezvoltată pe eocen, este fâşia dinspre râul Lăpuş ea reprezentând într-adevăr suprafața structurală; prezintă mai multe trepte orientate cu fruntea spre sud, are numeroase doline, iar văile o străbat inclusiv transversal şi creează mici chei şi terase structurale inverse;

- a doua este fâşia dezvoltată pe oligocen; ea este în general orizontală şi cu aspect mamenlonat; caracterul de suprafață structurală este mult mai atenuat, fiind mai bine păstrată doar la vest de satul Văleni; uniformitatea acestei fâşii este deranjată de o serie de bazine mai largi, cu aspect depresionar: Depresiunea Rohia, bazinul Poiana Porcului, bazinul Văleni (ține până la Culmea Maurii), bazinul Peteritei şi bazinul Vima Mică;

- a treia fâşie este mai îngustă, înclină spre nord şi este constituită din conuri de dejecție unite într-un glacis, făcând legătura spre Culmea Breaza.

La nord Suprafața Vârtoapele este retezată subsecvent de către râul Lăpuş, rezultând un versant mai abrupt denumit Cuesta Lăpuşului (Posea, 1962a), a cărei parte superioară este menținută de calcare eocene (fig. 6. 4); ea începe din dreptul oraşului Târgu Lăpuş şi se continuă şi la vest de ieşirea Lăpuşului din depresiune. În afară de

Cuesta Lăpușului, tot în cadrul Suprafeței Vârtoapele, mai există unele cueste incipiente, date de oligocen, care sunt aliniate în spatele celei principale, motiv pentru care cuesta de pe stânga Lăpușului apare dublată sau chiar triplată (Posea, 1962a). La partea inferioară a frontului cuestei menționate, conform sursei citate, datorită diferențelor impuse de litologie s-au format trepte și prispe structurale.

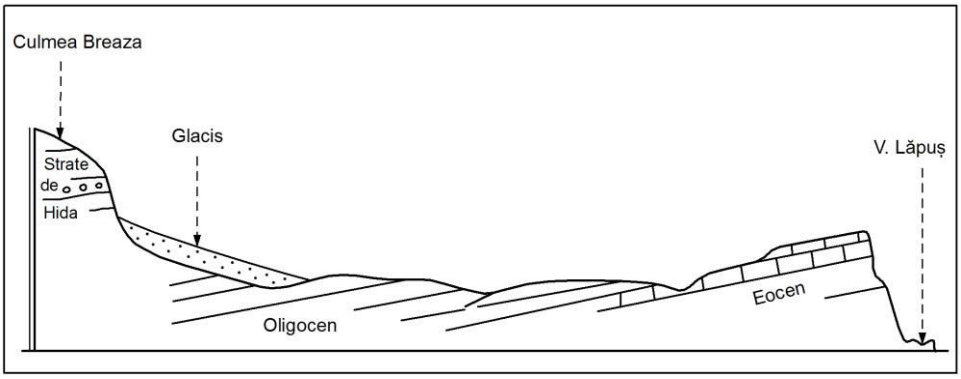


Fig. 6. 4. Profil transversal peste Suprafața Vârtoapele (Posea, 1962a, p. 247)

Caracteristic Formațiunii de Hida, întâlnită în Culmea Breaza, este înclinarea straturilor către sud, aspect care concură la geneza unui relief structural pe depozite monoclinale. La formarea acestuia, alături de structură, contribuie și litologia, fiind vorba de gresii și conglomerate slab cimentate. Prezența acestui monoclin, în partea sudică a Depresiunii Lăpuș, se leagă de constituția Culmii Breaza, care este o unitate structurală cu aspect de sinclinal suspendat (Posea, 1962a). În urma adaptării rețelei hidrografice, au rezultat atât văi subsecvente (Rohia și Suciu), cât și văi obsecvente (afluenții de stânga ai râurilor Rohia și Suciu).

În **Dealurile Bistriței** depozite dispuse monoclinal se întâlnesc mai ales în Dealurile Ardanului (Piemontul Călimanului). Cu toate că depozitele sarmațiene din piemont sunt dispuse monoclinal, caracterul structural nu se manifestă în relief (Gârbacea, 2015). Acest fapt este datorat, în mare parte, caracterului consecvent al rețelei hidrografice, care drenându-se din Munții Căliman își menține pe de o parte aceleași direcții și pe suprafața depozitelor sedimentare, iar pe de altă parte nu și-a dezvoltat afluenți viguroși, care prin adaptare la structură să devină văi subsecvente, delimitate de cueste și suprafețe structurale. Excepție fac unele sectoare din bazinul Ardanului (Dealul Urieș) și bazinul Sebișului (Dealul Horodiștea Sebișului) care se prezintă sub forma unor culmi asimetrice (Gârbacea, 2015).

Un relief structural mai evident, pe depozite monoclinale, se întâlnește doar în extremitatea nordică a Piemontului Călimanului, spre Susenii și Prundul Bârgăului. Este vorba de prelungirea, de la nord de Valea Bistriței, din Dealurile Făgetului sau Prislopului (cum le denumește Gârbacea în 1957), a unui relief

monoclinal menținut pe Tuful de Dej. Reprezentativ este în acest sens frontul de cuestă ce domină Valea Bistriței între Prundul Bârgăului și Josenii Bârgăului. Spre sud frontul de cuestă se continuă cu o suprafață structurală tipică (Gârbacea, 1957).

Tot în categoria reliefului structural se include și frontul de cuestă, din nordul Dealurilor Bistriței, de pe partea stângă a Culoarului Someșului, sculptat în gresii de vârstă Miocen inferioară (burdigaliene).

În **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt**, făcând excepție de la prezența cutelor diapire, se poate constata că toate depozitele sarmațiene, dar mai ales cele pannoniene se așază într-o dispoziție monoclinală de mare amploare, cu lăsări spre Munții Harghita și Gurghiu (Mac, 1972). Conform autorului citat, acest fapt se reflectă în relief prin mari fronturi structurale, orientate spre vest, și prin șiruri de culmi orientate nord-sud (exemplu Cetatea Bădeni – Vârful Tare, Vârful Lict – Dealul Homat).

Cuestele aferente depozitelor dispuse monoclinal se prezintă sub forma unor fronturi structurale, evidențiate mai mult de către obârșiile văilor și mai puțin de râuri subsecvente (Mac, 1972). Pe monoclinurile care însoțesc spre est marile fronturi structurale, conform autorului citat, rețeaua de văi a scos în evidență cueste secundare, care se întretaie în unghi drept cu cele superioare. Exemple tipice în acest sens sunt frontul de cuestă de pe dreapta pârâului Blond, alungit nord-sud, din Dealul Kio Silit în Dealul Fetios, apoi cel de la nord de Târnava Mare, în Dealul Capul Popii, până în creștetul Dealului Rez, frontul de cuestă de pe dreapta pârâului Văleni, prelungit din înșeuarea Chinușu – Văleni, la nord de Târnava Mare, în Dealul Cireșenilor, până în extremitatea estică a Culmii Rezului (Mac, 1972).

Tot în acest context, deosebit de semnificativă este cuesta Cetatea Bădeni – Lict – Homat, ce apare ca un prim val de culmi asimetrice, ale Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, apoi frontul structural Gherghelău - Doi Gemeni – Dealul Architei – Cetatea Uriașilor, formează al doilea val de culmi, și în sfârșit, cuesta de pe dreapta pârâului Scroafei, schițată începând din înșeuarea Fișer – Saschiz (640 m) și marcată de dealurile Roadeș și Muntele Înalt, ce reprezintă al treilea aliniament (Mac, 1972).

În această subunitate, alături de cuestele majore datorate dispunerii monoclinale a depozitelor geologice, se remarcă existența unei serii de cueste rezultate în urma adaptării rețelei hidrografice, la stilul tectonic al cutelor diapire din estul Depresiunii Transilvaniei.

Relieful aferent structurilor monoclinale din **Depresiunea Făgăraș** se leagă de modul de dispunere a depozitelor mio-pliocene, care înclină spre nord, cu 8 – 12°, în partea centrală și de nord a depresiunii și cu 30 – 45° la contactul cu muntele, în dealurile submontane (Popescu, 1990).

Adaptarea Văii Oltului, la acest mod de dispunere a depozitelor, îi conferă Depresiunii Făgăraș un evident caracter subsecvent, mai cu seamă prin raportarea la Frontul de cuestă Nord-Făgărășan, cel care o delimitează spre nord.

Acesta din urmă prezintă o dezvoltare continuă, pe o distanță de circa 85 km, fiind fragmentat pe alocuri de afluenții de dreapta ai Oltului (Popescu, 1990), care primesc caracter obsecvent. Autorul citat îi împarte pe aceştia în cinci categorii:

- ravene, ogaşe şi văiugi de alunecare - dezvoltate în arealul versantului cuestic, prin morfodinamica deosebit de activă care le caracterizează contribuie la retragerea frontului de cuestă;

- văi torențiale mici - prin evoluția lor regresivă contribuie la festonarea frontului de cuestă;

- văi torențiale mari cu tendință de străpungere a frontului de cuestă - sunt mult lărgite datorită alunecărilor de teren care le-au reluat;

- văi torențiale mari, care au străpuns frontul de cuestă prin eroziune regresivă – în spatele căruia și-au format bazine de recepție dezvoltate prevăzute cu versanți înclinați de tip cuestiform, care formează un al doilea aliniament de fronturi de cuestă;

- văi mari - au caracter general obsecvent şi fragmentează atât Frontul de cuestă Nord-Făgărăşan, cât şi sudul Podişului Hârtibaciului; prin ramificaţiile lor subsecvente au format în interiorul podişului aliniamente de fronturi de cuestă paralele cu frontul din nordul Depresiunii Făgăraş; în categoria lor se înscriu văile: Ostimposa, Făgeţelului, Colunului, Goldbach, Poeniței, Morii, Lacului etc.

La rândul ei şi partea sudică a Depresiunii Făgăraş, cunoscută sub denumirea de Dealurile Sud-Făgărăşene, constituite din formaţiuni miocene, cu înclinări de 12 – 45°, formează al doilea ansamblu de relief structural pe formaţiuni dispuse monoclinal. De exemplu, în Dealurile Şercăiței versanții cu aspect de front de cuestă, situați pe stânga văilor: Puturoasa, Aninoasa, Cârligăţeaua şi Plopoasă, se prezintă sub forma unor glacisuri de front structural, terminate la 4 – 5 m deasupra terasei de luncă (Popescu, 1990). Conform sursei citate, la partea superioară, glacisurile sunt străjuite de un front structural de 10 – 15 m înălțime, menținut în relief din cauza intercalării unor orizonturi subțiri de tufuri badeniene. De asemenea, între văile Lăița şi Şercăița relieful structural cu toate că este mai slab conturat, este prezent prin asimetriile de cuestă din Fruntea Malului, Vârful Dealului, Plaiul Luminile, Stermina, Păucii, Ursoaia şi Gârlăţelul (Popescu, 1990). Comparativ cu exemplul precedent, Dealurile Măguricei, prin fronturile de cuestă din Smida Sărăţii, de pe dreapta văii Tunsului şi din Măguricea (654 m), precum şi prin bazinul subsecvent de la obârşia Lişcovului, sunt mult mai bine adaptate la structura monoclinală a formaţiunilor miocene (Popescu, 1990). O situaţie similară, conform sursei citate, se întâlneşte şi în dealurile situate la vest de Râul Mare al Avrigului, unde relieful structural este reprezentat prin frontul de cuestă, cu direcţie est-vest din dealurile Morii-Dealul cu Humă-Blidăria şi bazinetele subsecvente dezvoltate pe văile Racoviţa şi Mârşa.

În **Depresiunea Apold**, relieful structural, aferent depozitelor dispuse monoclinal, este specific părţii sudice a acesteia, unde straturile înclină spre nord-

est. Cele mai reprezentative elemente structurale sunt frontul de cuestă de pe partea dreaptă a Secașului Mare și văile subsecvente și consecvente.

În cadrul acestei depresiuni se remarcă Valea Secașului Mare, care are rol de colector principal. Raportată la structura monoclinală, care înclină spre nord, această vale este una subsecventă, ea având pe partea dreaptă un front de cuestă proeminent, dar fragmentat de către afluenții care vin din Podișul Secașelor: Valea Bozului, Valea Doștatului, Valea Satului etc.

În categoria văilor consecvente se înscriu cele care se drenează dinspre Munții Cindrelului și au o direcție de curgere de la sud-vest spre nord-est, conform cu înclinarea straturilor: Valea Apold, Valea Dobârca, Valea Pustia, Valea Gârbova, Valea Reciu, Valea Câlnic și Valea Răhău (Sandu, 1998). Aceste văi au afluenți scurți, cu o dispoziție subsecventă față de structură, dar fără să se impună morfologic prin forme de relief structural.

În cadrul **Podișului Păniceni** alături de relieful structurilor boltite se remarcă și cel aferent depozitelor dispuse monoclinal. Este vorba în acest sens de linia de cueste, ale calcarului grosier din Podișul Someșan și Culoarul Căpușului, care după ce încadrează periferic butoniera de la Leghia, se continuă la vest de Izvorul Crișului în Depresiunea Huedin.

Prezența depozitelor depuse monoclinal, în **Depresiunea Huedin**, a determinat geneza fronturilor de cuestă. Dintre acestea reprezentativ este cel de pe dreapta Văii Crișului Repede, menținut de orizontul de calcar grosier, care se extinde de la Izvorul Crișului până la Brăișoru (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, frontul de cuestă respectivă este fragmentat de către torenți care generează pâlnii cataclinale. Prin adaptarea la structură Valea Crișului Repede a primit un caracter subsecvent.

Alături de frontul de cuestă, de pe partea dreaptă a Crișului Repede, formarea unui relief specific structurilor monoclinale, reprezentat prin succesiuni de fronturi de cuestă, suprafețe structurale, martori de eroziune, a fost favorizat în Depresiunea Huedin și de alternanța dintre orizonturile mai rezistente (calcare grosiere și marne) și cele mai friabile, reprezentate de argile vărgate (Geografia României, III, 1987).

S-a ajuns astfel, ca în Depresiunea Huedin, să se formeze unul dintre cele mai tipice reliefuri structurale pe depozite monoclinale, unde chiar dacă fronturile de cueste nu sunt unitare, domină martorii de eroziune și culoarele de vale subsecvente, bine adaptate la structură, cum este în cazul Călatei și a afluenților de stânga ai Crișului Repede (Valea Nearșova, Valea Domoșu etc.) (Posea et al., 1974). Văile secundare au în aproape toate cazurile fronturi de cuestă menținute la partea superioară de pachete de calcare.

În **Depresiunea Almaș-Agrij** relieful structural se leagă se continuarea monoclinului, care înclină spre nord, din Podișul Păniceni și Depresiunea Huedin. Astfel, în bazinul Almașului, prezența structurilor dispuse monoclinal a

generat un relief specific, majoritatea afluenților de stânga având un caracter subsecvent, în timp ce afluenții de dreapta sunt obsecvenți, în bazinul superior (Geografia României, III, 1987), şi parțial subsecvenți, în cel mijlociu şi inferior; în același timp, prin raportare la înclinarea generală a depozitelor oligocene, Valea Almaşului, în sectorul superior, este consecventă.

De asemenea, în partea sudică şi sud-estică a depresiunii, sunt tipic subsecvente următoarele văi: Valea Fârței, Valea Lungă, Valea Fildului până la Fildu de Sus, Valea Băbiului, de la obârşie până la Băbiu, Pârâul Ursului, Valea Guniaga, Valea Meştereaga, Valea Benaia, Valea Mierței (Savu, 1963). La acestea se adaugă apoi, următoarele văi parțial subsecvente: Valea Chendremalului, Valea Sântă Măria şi Valea Mare (toate afluente de stânga ale Almaşului), Valea Cubleşului cu afluenții săi, Valea Bredişorului, Valea Stoborului, Valea Sâncraiului, Valea Dolului, Valea Zăghidului, Valea Ugruțului, Valea Dragului, Valea Sâmpetrului (toate afluente de dreapta ale Almaşului) (Savu, 1963). În cadrul acestor văi se remarcă prezența fronturilor de cuestă slab fragmentate, motiv pentru care se mențin unitare pe distanțe cuprinse între 3 şi 12 km, orientate spre vest - sud-vest şi cu valori ale pantelor care uneori ajung la 45-50º (Savu, 1963). Alături de fronturile de cuestă există şi suprafețe structurale fragmentate, de către râuri de ordin inferior, de tip resecvent.

La rândul ei, Valea Agrijului, între Românaş şi Lupoaia, are pe partea dreaptă un versant sub formă de front de cuestă, fragmentat de către afluenții acestuia.

În partea sud-estică a depresiunii, la contactul cu Podişul Păniceni, afluenții Almaşului au compartimentat intens platforma structurală, menținută de calcarul grosier superior, formând câteva fronturi de cuestă secundare, aşa cum sunt cele din Dealul Gurguetu Mare (639 m), de la sud de localitatea Gălăşeni, şi Dealul Crucii (629 m), la sud de stația Stana (Savu, 1963).

În același sector, calcarele grosiere superioare, a căror extensiune creşte treptat în lățime, până la 7-8 km, în sectorul Şaula-Petrindu, dau un relief structural mult mai reprezentativ, dar şi mai complex.

Referitor la tipologia lor, fronturile de cuestă, care însoțesc văile din Depresiunea Almaş-Agrij, sunt de două tipuri (Geografia României, III, 1987): structurale, pe toți afluenții de dreapta şi de stânga ai Almaşului, cu deosebire până la Hida şi de subâmpingere, pe malul drept al Almaşului şi Agrijului, dar numai în cursul inferior.

Un relief structural aparte, în Depresiunea Transilvaniei, s-a format la contactul dintre formațiunile mai rezistente ale muntelui şi cele mai friabile ale depresiunii. Eroziunea care a avut loc la acest contact, îndeosebi prin intermediul rețelei hidrografice, s-a făcut în detrimentul depozitelor din depresiune, care au fost depuse discordant pe rama joasă a muntelui. S-au format astfel o serie de unități depresionare (Făgăraş, Sibiu, Sălişte, Apold, Huedin, Almaş-Agrij etc.) şi culoare de vale (Culoarul Turda – Alba Iulia, Culoarul Căpuşului etc.), cu caracter

subsecvent, al căror versant, dinspre Podișul Transilvaniei, se prezintă sub forma unui front abrupt, cu aspect de coastă, cu diferențe de nivel de 100 – 250 m, orientat spre munte (Posea et al., 1974). Reversurile acestor fronturi nu se prezintă sub forma unor suprafețe structurale tipice, ele fiind mai degrabă versanți cu înclinări mai reduse, comparativ cu fronturile de cuestă, dar modelați de către rețeaua hidrografică secundară din podiș.

Concluzii. La finalul acestui subcapitol se poate nota că, Depresiunea Transilvaniei fiind un bazin sedimentar, în care straturile înclină pe suprafețe extinse în aceeași direcție, în cadrul ei s-a format un relief structural, în cadrul căruia cuestele și relieful complementar lor, constituie unul dintre elementele morfologice distincte.

Prezența structurilor monoclinale a determinat, ca toate suprafețele care înclină în același sens cu straturile, să aibă valori reduse ale declivității, iar cele care înclină contrar să fie abrupte.

Alături de locațiile menționate, forme de relief caracteristice dispunerii monoclinale a straturilor, cum sunt îndeosebi fronturile de cuestă și suprafețele structurale, se întâlnesc și în cazul structurilor cutate sau a celor boltite diapir sub formă de domuri, când interpretate separat flancurile lor înclină monoclinal. Aceste forme vor fi detaliate în subcapitolele dedicate structurilor respective.

6.1.2. Relieful structurilor boltite

În acest subcapitol vor fi abordate doar acele structuri boltite sau ondulate, sub formă de dom, la geneza cărora nu au fost implicate procese diapire, așa cum sunt cele asociate dinamicii orizontului de sare, care vor fi abordate într-un subcapitol distinct.

Structurile boltite sau ondulate sunt specifice bazinelor sedimentare, care ulterior au fost afectate de mișcări tectonice, ce au condus la boltirea lor sub formă de dom. În Depresiunea Transilvaniei astfel de structuri se întâlnesc în Podișul Păniceni, Depresiunea Huedin și Dealurile Șimișna-Surduc. Ele s-au format în urma depunerii unor formațiuni sedimentare peste un fundament rigid, prevăzut cu ondulații, creându-se astfel structuri de mulare (Mac, 1979), care ulterior au fost probabil afectate de mișcări tectonice. Structurile în cauză au fost puse în evidență de către rețeaua hidrografică, care se grefează la început pe flancurile domului, pentru ca ulterior, valorificând neuniformitățile litologice existente, să ajungă în partea centrală a acestuia și să-l străpungă. Prin urmare, în partea din mijloc a structurii se formează o excavație înconjurată de cueste circulare (Mac, 1980b), cu aspect depresionar. Inițial se dezvoltă butoniere incipiente, care de obicei corespund cu sectoarele de obârșie a văilor, de unde și denumirea de butoniere de obârșie; ele sunt rezultatul înaintării regresive a torenților în flancul domului. În cadrul butonierelor, pe straturile alcătuite din roci mai dure, se pot păstra martori de eroziune. Butoniera poate fi drenată într-o singură direcție (butoniera de la Leghia) sau în mai multe.

Dintre formele de relief specifice acestor structuri, pentru Depresiunea Transilvaniei, se remarcă: butonierele, fronturile de cuestă, suprafețele structurale, brâiele structurale, culmile sub formă de dom, martorii de eroziune etc.

În **Podișul Păniceni**, datorită mișcărilor tectonice, s-au produs câteva boltiri locale, sub formă de cupole, care în urma modelării de către rețeaua hidrografică, în demersul său de adaptare la structură, au fost sculptate sub formă de butoniere. Ele s-au format în urma golirii complete, prin eroziune, a părții centrale a boltirilor de tip cupolă.

Dintre acestea se remarcă cele de la: Leghia, Nadășu, Bica, Dretea etc. Alături de ele, pentru Podișul Păniceni și contactul acestuia cu Depresiunea Almaș-Agrij, respectiv cu Dealurile Clujului și Dejului, mai sunt citate și a alte locații de tip butonieră (Mac, 1979): Jebucu, Gălășeni, Inucu, Bedeciu, Ardeova, Mănăstireni, Mănășturu Românesc, Văleni etc.

Structura de la Leghia a fost evidențiată în urma adaptării rețelei hidrografice, reprezentată de Pârâul Leghia și afluenții săi (orientați în general pe axul de bombare), la boltirea sub formă de cupolă a depozitelor. Modelarea fluvială îndelungată a determinat golirea părții centrale a structurii și transformarea ei într-o butonieră. Cuestele Butonierei Leghia sunt de formă circulară, frontul lor fiind orientat spre interior, în timp ce suprafețele structurale înclină periferic (fig. 6. 5).

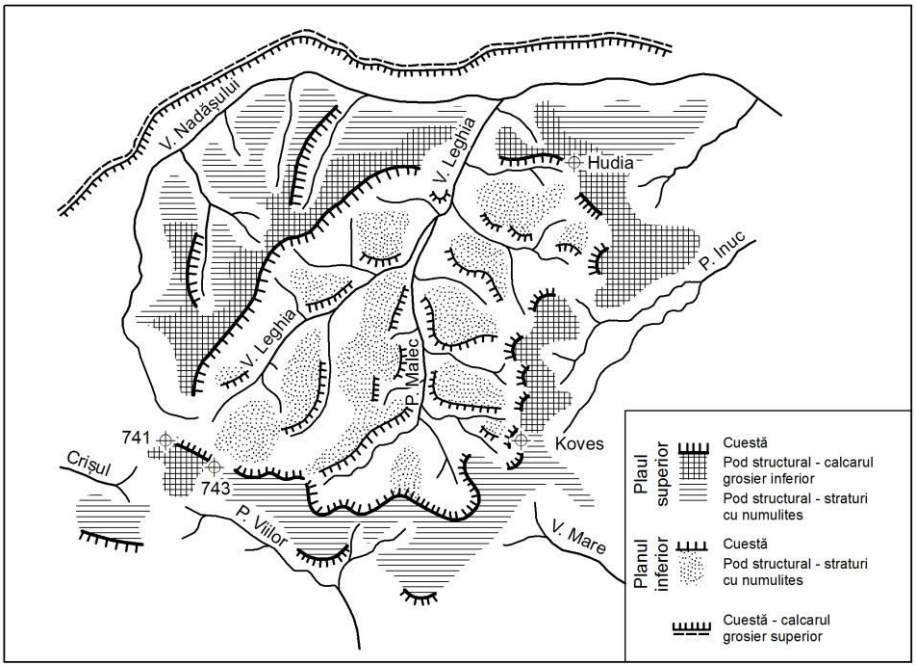


Fig. 6. 5. Harta morfostructurală a Butonierei Leghia (Berindei, 1958, citat de Savu, 1963, p. 59)

Alături de acestea se remarcă şi un brâu structural dat de gipsurile inferioare (Savu, 1963). La menţinerea elementelor structurale ale butonierei, dispuse concentric, un aport semnificativ îşi aduce litologia, reprezentată de orizonturile paleogene mai dure (calcarul grosier inferior şi straturile cu Numulites perforatus).

Alături de butoniera de la Leghia se remarcă cea din cursul superior al Nadăşului, care şi ea este tot rezultatul adaptării reţelei hidrografice, la boltiri ale straturilor sub formă de cupolă (Berindei, 1958).

La rândul lor, butonierele de la Bica şi Dretea, din cursul superior al Pârâului Şipotu, sunt tot un rezultat al adaptării râurilor la structurile boltite, mai cu seamă la partea centrală a lor, pe care le-a golit, ducând la reliefarea unor fronturi de cuestă şi suprafeţe structurale periferice, dispuse concentric.

În **Depresiunea Huedin** boltirile de tip cupolă, cu toate că sunt destul de rare se întâlnesc în partea sudică a acesteia. Se remarcă în acest sens cea de la Călăţele, care a fost transformată în butonieră, prin adaptarea reţelei hidrografice la structură.

Un relief structural interesant este cel din **Dealurile Şimişna-Gârbou**, unde Şimişna şi afluenţii ei s-au adaptat unei structuri antrenate, probabil de un horst cristalin, până la altitudini de peste 600 m (Dealul Nadiş 644 m, Dealul Caselor sau Mărului 620, Dealul Râpa Şimişnei 612, Dealul Pietrosului 607 m) (Geografia României, III, 1987). Prezenţa unei structuri boltite este evidenţiată de configuraţia culmilor, care prin morfologie, orientare şi descreşterea altitudinii spre exterior permit reconstituirea reliefului iniţial, neafectat de adaptarea reţelei hidrografice la substrat. Conform sursei citate, fenomenul de boltire este trădat şi de orientarea sub formă de arc de cerc a Văii Şimişnei şi a afluenţi săi, care prin adaptare la structură, au evidenţiat trei linii de fronturi de cuestă de subâmpingere: unul principal, pe valea Şimişnei, între Ciubăncuţa şi vărsare şi două secundare, pe afluenţii de dreapta şi de stânga ai Văii Zalha.

6.1.3. Relieful structurilor cutate

Evoluţia tectonică a determinat ca formaţiunile geologice, depuse iniţial orizontal sau monoclinal în depresiune, să fie antrenate în procese de cutare. Se deosebesc în acest sens, pe de o parte, cutele rezultate în urma deformării straturilor sub formă de ondulaţii alungite, ca efect al presiunilor laterale şi tangenţiale, iar pe de altă parte cutele rezultate în urma proceselor diapire. Acestea din urmă vor fi abordate într-un subcapitol separat.

Cutele reprezintă forme structurale caracteristice formaţiunilor stratificate, cum sunt rocile sedimentare, şi corespondentele lor metamorfice (Grasu, 1997). Un strat se consideră cutat când o suprafaţă de referinţă a acestuia, plană anterior cutării,

devine apoi ondulată, primind o anumită valoare a înclinării (ea depinde de intensitatea procesului tectonic).

Adaptarea rețelei de văi structurilor cutate, la care s-a adăugat și manifestarea altor procese geomorfologice, a determinat geneza unei game variate și diverse de forme de relief tipice în depresiune.

Spre deosebire de structurile orizontale și tabulare, care își păstrează aceeași conformație și după încheierea procesului de sedimentare, în cazul structurilor cutate lucrurile stau diferit. Deosebirea este introdusă de eroziune, care atacă creasta cutelor încă din momentul schițării lor, înlăturând straturile exterioare, pe măsură ce sunt exondate (în situația în care cutarea are loc submers). În aceste condiții înainte de începerea modelării, prin intermediul agenților externi, cutele nu mai sunt întotdeauna intacte. Acesta este și motivul pentru care în loc de forme de relief primare și secundare, în structurile cutate se vorbește de forme de concordanța directă, adică de corespondență între formă și structură și forme de concordanță inversă (Mac, 1980b).

Autorul citat menționează că, poate fi o concordanță directă, atunci când structurile pozitive (anticlinalele) mențin forme pozitive, și inversă, în sensul că raportul între structură și formă se păstrează în privința poziției și dimensiunilor, dar nu și a caracterelor, adică cutelor pozitive li se înscriu forme negative și vice-versa.

În categoria formelor de ***concordanță directă***, cele care coincid cu profilul cutei, se remarcă: culmea pe anticlinal și valea pe sinclinal (în profil transversal văile pot fi simetrice sau asimetrice, în funcție de tipul cutelor, și de stadiul de evoluție geomorfologică; văile pot primii afluenți de pe flancurile anticlinalelor alăturate, aceștia din urmă fiind un fel de văi consecvente, deoarece au aceeași direcție cu înclinarea straturilor).

Formele de ***concordanță inversă*** sunt rezultatul atingerii unui stadiu, în care are loc, ceea ce se numește, adaptarea indirectă la structură. Principalele forme de relief rezultate sunt: butoniera de anticlinal (o depresiune sculptată în bolta anticlinalului), valea de anticlinal (se formează prin extinderea și unirea butonierelor din bolta anticlinalului; valea care se formează este îngustă și străjuită de cueste poziționate față în față), sinclinalul suspendat (prin erodarea și golirea cutelor aferente, sinclinalul ajunge să prezinte altitudini mai mari decât acestea, de unde atributul de suspendat), la care se adaugă și forme asociate de tipul crestelor de intersecție, cuestelor, clisurilor (sectoare mai înguste de vale, formate în locul unde structurile cutate sunt traversate de văi) etc.

Alături de formele de relief majore, în cadrul structurilor cutate există și numeroase forme de detaliu: trepte structurale, polițe structurale, abrupturi structurale etc.

Dintre unitățile morfostructurale în care relieful pe structuri cutate este evident se remarcă Podișul Someșan și Depresiunea Lăpuș.

Cu toate că în **Podișul Someșan** sunt prezente și structuri cutate, sub formă de anticlinale și sinclinale, relieful dezvoltat în urma modelării lor nu constituie, decât local, o notă de specificitate. Așa este în cazul subunităților de la nord de Someșul Mare, unde depozitele geologice descriu o serie de cute anticlinale și sinclinale, caracterizate prin orientarea lor est - vest (Ciupagea et al., 1970).

În categoria structurilor cutate se remarcă ***Culmea Breaza***, ea corespunzând unui sinclinal suspendat, menținut la altitudini de peste 700 m (777 m în Dealul Vimii, 788 în vârful Aruncașu, 803 m în Dealul Arțărișului, 933 m în Vârful Alunișului și 974 m în vârful Breaza), datorită conglomeratelor și gresiilor (Formațiunea de Hida), mai rezistente la eroziune (fig. 6. 6).

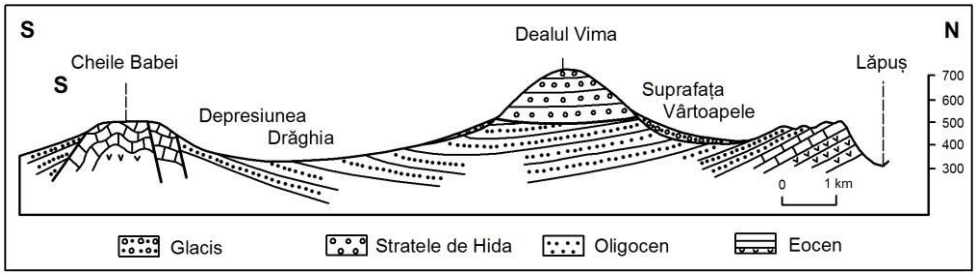


Fig. 6. 6. Dealul Vima – relief structural suspendat (Posea, 1962a, p. 250)

În partea sudică a ***Podișului Purcăreț – Boiu Mare***, între văile Ileanda și Poienii, de sub formațiuni miocene a fost exhumat parțial anticlinalul Rus - Dăbâceni – Frâncenii de Piatră - Baba (Geografia României, III, 1987).

Calcarele eocene, care se afundă sub Culmea Breaza, reapar astfel într-un anticlinal străpuns de văi epigenetice, afluente Someșului, care creează chei (de exemplu Cheile Babei), în spatele cărora au apărut mici depresiuni suspendate (Posea et al., 1974), cum sunt cele în care se află localizate așezările Baba și Drăghia.

Acest anticlinal, care se prezintă sub forma unei culmi alungite, pe aproximativ 20 km, are versantul nord-vestic prelung, iar cel sudic mai abrupt.

Adaptarea reliefului la structură a constat în formarea, de-a lungul celor două sinclinale, ce încadrează bolta anticlinală, a două culoare mai joase, străbătute de văi cu caracter longitudinal (Savu, 1963).

Sinclinalul sudic este urmărit axial de Valea Gostilei, prelungită după confluența de la Poiana Blenchii, prin cursul inferior al Văii Poiana, până la Gâlgău (Savu, 1963). În cadrul acestuia s-au cantonat, conform autorului citat, două bazinete depresionare: Goștila și Poiana Blenchii; ambele sculptate în formațiunile miocene, acumulate aici pe grosimi mai mari, în timp ce, de pe bolta anticlinalului au fost îndepărtate complet, dacă nu cumva aceasta s-a menținut ca un uscat insular în timpul sedimentării respective.

Sinclinalul nordic, mai slab schițat în relief, este drenat longitudinal de Valea Ilenzii, care prezintă o lărgire mai accentuată doar la Dolheni (Savu, 1963).

Anticlinalul cuprins între cele două sinclinale a fost fragmentat transversal de rețeaua hidrografică, cea care prin adaptare la structură, a determinat formarea Cheilor Babei, ale Frâncenilor de Piatră, precum și îngustarea Someșului de la Rus. Evoluția geologică și aspectul reliefului acestor văi pledează atât pentru epigeneză, îndeosebi în cazul afluenților, cât și pentru antecedența, așa cum este în cazul Someșului.

Relieful structurilor cutate din ***Dealurile Ciceului*** se leagă de existența unui larg sinclinoriu, în cadrul căruia se succed, de la nord spre sud, cel puțin două anticlinale și tot atâtea sinclinale, orientate în sensul Culmii Breaza, ea însăși un sinclinal suspendat (Geografia României, III, 1987).

La intersectarea primului sinclinal, de către văile care vin din Culmea Breaza (Sălătruc, Valea Mare) sau din Munții Țibleș (Ilișua, Zagra), s-au format sectoare mai largi, care pe alocuri au formă de bazinete depresionare (Geografia României, III, 1987). Conform sursei citate, primul aliniament de depresiuni, aferente unui sinclinal, se individualizează sub Culmea Breaza (Măgoaja, Strâmbu și Huta), care se prelungește apoi spre est prin Târlișua, Poienile Zagrei și Aluniș.

În contrast cu acestea, primul anticlinal, continuat din Podișul Purcăreț – Boiu Mare (Culmea Dăbâceni – Baba - Drăghia), este segmentat într-o serie de dealuri, care cresc în altitudine spre est, până în Vârful Secăturii 763 m, pentru ca apoi să descrească ușor spre Valea Someșului (Vârful Ferigii 636 m, Golumbul 579 m, Vârful Moinii 515 m) (Geografia României, III, 1987); la traversarea anticlinalului, aceleași văi care pe sinclinal aveau bazinete depresionare prezintă îngustări sub formă de defileuri.

Spre sud urmează apoi un al doilea uluc depresionar, Rugășești - Gârbău Dejului - Ciceu-Giurgești – Dobric – Chiuza, aferent celei de-a doua structuri sinclinale.

Al doilea anticlinal, cu toate că se menține în relief sub forma unor culmi deluroase mai puțin coborâte altitudinal, comparativ cu precedentul (Coasta Viei 546 m, Gruiu Lung 515 m, Coasta Arăturilor 540 m, Coasta Măgurii 465 m, Măgura Ilișua 470 m, Vârfu Mare 484 m, Dealul Grigoresei 491 m etc.), delimitează categoric ulucul depresionar menționat anterior (Geografia României, III, 1987). Datorită eroziunii inegale, care l-a afectat în prezența Tufului de Dej, fragmentele anticlinalului, spre nord, se prezintă sub forma unor fronturi de cuestă, din creștetul cărora coboară, spre sud, până în Culoarul Someșului suprafețe structurale (Geografia României, III, 1987).

Cutele din Dealurile Ciceului se continuă spre est în ***Dealurile Năsăudului***. În consecință, sinclinalul dezvoltat pe facies de fliș oligocen, marno-grezos a favorizat geneza Depresiunii Telciu de pe Valea Sălăuța, prelungită și pe Valea Telcișorului, considerată vale în sinclinal, iar anticlinalul dintre Valea Parva și Valea Someșului, cu

eocen şi oligocen în ax, a contribuit la sculptarea depresiunii Sângeorz-Băi, ca inversiune parţială de relief (Geografia României, III, 1987).

Cu toate că în **Depresiunea Lăpuş** sunt prezente depozite cutate, reţeaua hidrografică nu s-a adaptat suficient la structură, pentru a da un relief specific, ea primind mai degrabă o direcţie transversală sau aproape transversală, deoarece nu s-a orientat în funcţie de un relief iniţial, ci după un relief erozivo-acumulativ suprapus (Posea, 1962a).

Formele structurale de amănunt, din Depresiunea Lăpuş, se leagă de cutele care afectează depozitele oligocenului.

În cadrul culmilor se remarcă prezenţa înşeuărilor de anticlinal şi sinclinalele suspendate, la care se adaugă coaste, creste în trepte şi noduri structurale (Posea et al., 1974).

Formele structurale care apar pe versanţi diferă în funcţie de poziţia lor şi a văilor faţă de cute, deosebindu-se două situaţii (Posea et al., 1974):

- versanţii care însoţesc văile perpendiculare pe structură prezintă trepte cu mici suprafeţe structurale la partea superioară, abrupturi verticale şi bazinete sau butoniere de versant;

- pe versanţii văilor longitudinale se dezvoltă suprafeţe structurale înclinate spre râu sau trepte multiple, dispuse aparent haotic, în funcţie de faptul dacă versantul cade pe centru sau pe o aripă a cutei.

La menţinerea formelor structurale menţionate un aport semnificativ este adus de litologie (gresii, conglomerate, marne etc.).

Modul de dispunere a reţelei de văi, predominant transversală, a determinat ca pe cutele oligocene, din Depresiunea Lăpuş, cuestele să fie destul de rare, cu excepţia bazinelor superioare ale râurilor Dobric şi Libotin, unde spinarea cutelor poartă chiar denumirea de Dosul Coştenilor şi Dosul Cupşenilor (Posea et al., 1974).

6.1.4. Relieful structurilor diapire

Diapirismul este considerat procesul geologic, prin care materialele situate iniţial la nivele mai adânci în scoarţă au străpuns sau par a fi străpuns roci situate la adâncimi mai mici (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Elementele structurilor diapire. O structură diapiră are mai multe elemente: sâmburele, complexul din acoperiş sau de boltă, flancurile şi complexul din culcuş (Pauliuc şi Dinu, 1985).

Sâmburele, care mai este denumit şi nucleul structurilor diapire, este constituit din roci relativ plastice. Când sunt alcătuite dintr-un singur tip de rocă, de exemplu sare gemă, nucleele se consideră omogene. Dacă au în componenţă mai multe tipuri de roci, dispuse amestecat, (sare gemă, ghips, blocuri de calcare sau de serpentinite), ele se consideră eterogene.

Majoritatea structurilor diapire au nuclee alcătuite din evaporite (sare, ghips, anhidrit etc.), dar există și excepții. De pildă se întâlnesc nuclee constituite din turbă, cărbuni, sau chiar gheață pleistocenă, care străpung depozite sedimentare deltaice, așa cum se întâmplă în delta fluviului Mackenzie (Pauliuc și Dinu, 1985); comparativ cu rocile structurilor înconjurătoare, nucleele structurilor diapire au o densitate mai scăzută și o plasticitate mai mare.

În cazul sării, forma nucleelor diapire este variabilă, modificându-se o dată cu evoluția geologică a teritoriului în care a fost depusă. În stadiile incipiente ale diapirismului, sarea, inițial stratiformă, ia forma unor unde, apoi se îngrămădește sub formă de lentile convexe, determinând boltirea straturilor din acoperiș, fără a le străpunge, pentru ca în cele din urmă să se ridice, spre suprafață, străpungând depozitele acoperitoare și luând forme de con, de stâlp cilindroid, de ciupercă sau de picătură (Pauliuc și Dinu, 1985).

În funcție de forma nucleului structurilor diapire, conform autorilor citați, pot fi grupate în structuri diapire domale, structuri diapire anticlinale și structuri diapire legate de falii.

Complexul din acoperiș sau de boltă este constituit din straturile care au fost boltite, fără însă a fi străpunse de nucleu; complexul poate avea formă de dom, de branhianticlinal sau de anticlinal propriu-zis. Straturile care alcătuiesc complexul de acoperiș au grosimi mai mici în zona apicală a structurilor, comparativ cu cea din axele sinclinalelor înconjurătoare (Pauliuc și Dinu, 1985). În cazul multor diapire, la partea superioară nucleul este acoperit de o pătură formată din roci cu densitate mai mare decât cea a sării. Ele reprezintă pălăria sării, când este vorba de sare, sau cap rock-ul (Grasu, 1997). Dacă nucleul este alcătuit din sare, pălăria sării se formează prin acumularea materialelor mai greu solubile, existente în masa sării, pe măsură ce partea superioară a acesteia se dizolvă în contact cu ape dulci, capabile să dizolve și să antreneze sarea (Pauliuc și Dinu, 1985).

Flancurile structurilor diapire sunt alcătuite din straturi a căror înclinare crește pe măsura apropierii de nucleu, unde pot fi redresate până la verticală, din cauza străpungerii lor de către acesta.

Complexul din culcuș este mai puțin cunoscut, din cauza adâncimilor de ordinul miilor de metri la care se află, de pildă, în Depresiunea Transilvaniei.

Localizarea structurilor diapire. Conform clasificării propuse de Mrazec și Jekelius (1927) ele se află în zona imediat interioară (a cutelor diapire cu masive de sare la zi) și în zona interioară a depresiunii (denumită și de cuvetă, cutată în domuri și brahianticlinale); conform aceloraşi autori la acestea se adaugă și o zona marginală necutată.

Rolul sării în geneza structurilor diapire. Formațiunea cu sare din depresiune, formând un strat aproape continuu, a avut un rol esențial în evoluția tectonică a depozitelor de la partea superioară (Ciupagea et al., 1970).

Acumularea sării, în anumite sectoare, determină formarea masivelor de sare şi a stâlpilor de sare (corpuri cilindrice verticale), ce pătrund, prin efect diapir, în depozitele de la partea superioară (Irimuş, 1998). Ridicarea masivului de sare, împreună cu depozitele acoperitoare, determină modificarea configuraţiei suprafeţei topografice, fie sub forma unor boltiri largi (domuri, brahianticlinale), fie a unor boltiri scurte (cute diapire) (Irimuş, 1998).

Referitor la dinamica sării şi efectul ei în relief, studii mai recente (Huismans et al., 1997; Balintoni şi Petrescu, 2002; Fielitz şi Seghedi, 2005, Krézsek, 2005, Krézsek şi Filipescu, 2005, Krézsek şi Bally, 2006) aduc o serie de completări şi modificări, faţă de modele acceptate anterior.

Modele mai vechi puneau dinamica sării pe seama migrării acesteia, din partea centrală a depresiunii spre margine, unde urma să străpungă diapir formaţiunile superioare, generând cute diapire (Mutihac, 1990). În acelaşi timp, în partea centrală a depresiunii, datorită îngroşării păturii de sare *„prin îngrămădire tectonică, în anumite zone au luat naştere structuri de domuri”* (Mutihac, 1990, p. 386).

Mai nou, cutele diapire estice, domurile şi brahianticlinalele din zona centrală şi cutele diapire vestice au o cauză comună de punere în loc, dar diferită de cea propusă de Mrazec şi Jekelius (1927), care atribuie sării o migrare dinspre zona centrală spre margine, ca efect al presiunii exercitate de sedimentele de la partea superioară şi a diferenţei de densitate dintre acestea şi sare. Noul model indică producerea unei alunecări gravitaţionale, de mari proporţii, pe marginea estică a bazinului transilvan, stratul de sare fiind nivelul de decolare (Kreszek, 2005).

Această mişcare a afectat şi stratul de sare, care la rândul său prin deformare a antrenat şi depozitele acoperitoare, în masa cărora s-au dezvoltat o serie de falieri, care însă se opresc în adâncime la nivelul sării (Feier, 2010).

Procesele diapire din Depresiunea Transilvaniei au fost influenţate şi de mişcările tectonice, care au avut loc în Sarmaţianul superior (Kreszek, 2005). Prin urmare, datorită tectonicii sării, în partea estică a depresiunii se formează o serie de minibazine, cu aspect depresionar, care sunt delimitate de ridicări halokinetice (Kreszek, 2005). De asemenea, conform sursei citate, în partea estică a depresiunii, lentilele de sare migrează, în general, din zona centrală spre est şi din sud către nord.

Efectele compresiunii sarmaţiene, specifice orogenului carpatic, sunt oglindite în depresiune şi de tectonica sării, prin care s-au format succesiuni sedimentare sintectonice, controlate de migrarea lentilelor de sare (Kreszek, 2005).

Producerea unei alunecări gravitaţionale, de tipul celei menţionate, este argumentată şi de interpretarea unor date diverse (profiluri seismice, date de sondă, înclinarea straturilor din aflorimente, caracteristicile morfologice ale părţii vestice a edificiilor vulcanice etc.), care printre altele sugerează că ea este post-vulcanică şi a

fost în măsură să definitiveze arhitectura structurilor diapire specifice aliniamentului diapiric estic (Kreszek, 2005).

Alunecarea gravitațională, conform autorului citat, s-a produs de-a lungul unei falii majore listrice, în cadrul căreia stratul de sare a reprezentat suprafața de decolare a succesiunii post-salifere. Falia menționată pornește din zona axială a edificiilor vulcanice Căliman-Gurghiu-Harghita și se oprește la est de structurile diapire (Kreszek, 2005).

Dintre factorii care au controlat alunecarea gravitațională se remarcă (Kreszek, 2005):

- ridicarea marginii bazinului transilvan, datorită caracteristicilor coliziunii dintre Placa Est-Europeană și Blocul Tisza-Dacia, este cea care determină creșterea treptată a valorii pantei, condiții în care forțele fricționale, de la contactul dintre stratul de sare și succesiunea post-saliferă, scad, până în momentul în care forța gravitațională depășește forța fricțională, având loc procesul de alunecare gravitațională;

- greutatea edificiilor vulcanice s-a materializat prin depunerea masei lor, peste depozitele siliciclastice post-salifere, din partea estică a depresiunii, fenomen care a determinat creșterea accentuată a tasării, asupra stratului de sare, în partea estică, comparativ cu teritoriile neacoperite de vulcanite;

- căldura generată de edificiile vulcanice a cauzat creșterea plasticității sării facilitând migrarea acesteia;

- efectele de volcano-spreading, pe fondul interacțiunii dintre edificiile vulcanice și fundamentul prevulcanic, au determinat scufundarea și împrăștierea edificiilor stratovulcanice datorată greutății lor. Fenomenul de volcano-spreading a fost favorizat de faptul că edificiile vulcanice se sprijină pe un fundament metamorfic rigid, forțele de spreading fiind preponderent concentrate în direcția vestică, adică în direcția succesiunii sedimentare a bazinului, generând o forță de tasare suplimentară, care a contribuit la alunecarea gravitațională.

Vârsta alunecării este cel puțin pliocenă sau cuaternară (?) (Kreszek, 2005). Autorul citat menționează în continuare, că nu este exclus ca stresul compresional, generat de alunecarea gravitațională, să se fi transmis până în partea vestică a depresiunii, unde datorită prezenței Munților Apuseni, a generat sistemul de falii inverse, caracteristic aliniamentului diapiric vestic.

În spațiul depresionar, geneza aliniamentului diapiric estic este foarte diferită, de cea a structurilor diapire formate în regim compresional, cum este în cazul diapirelor caracterizate de Mrazec (1907) pentru Subcarpații Munteniei, deoarece structurile diapire specifice acesteia au fost generate de mișcări de alunecare gravitațională (Kreszek, 2005).

În Depresiunea Transilvaniei sarea descrie toată gama de cute diapire, de la cele embrionare din centrul, până la cutele tipice cu sâmburi de străpungere pe

margini. Formațiunea de sare este alcătuită în principal dintr-un strat de sare a cărui grosime este foarte variabilă: Ocna Dej (42 m), Bistrița (257), Sic (321 m), Puini (339 m), Someșeni (107 m), Mociu (2017 m), Sărmășel (894 m), Pogăceaua (52 m), Zau de Câmpie (790 m), Band (5 m), Praid (1480 m), Ocna Mureș (132 m), Filitelnic (238 m), Aiud (48 m), Sânmiclăuș (537 m), Tăuni (222 m), Copșa Mică (345 m), Sighișoara (248 m), Rodbav (134), Jibert (669 m), Mercheașa (1144 m), Agnita (89 m) Săsăuși (135 m) etc. (Ciupagea et al., 1970).

Stratul de sare prezintă din loc în loc îngroșări al căror formă, grosimi, elevație și orientări diferă semnificativ. Aceste îngroșări sunt responsabile de boltirea depozitelor mio-pliocene, de la partea superioară sub formă de domuri și brahianticlinale (Ciupagea et al., 1970), atât de specifice părții centrale a depresiunii. În apexul domurilor, conform autorilor citați, sarea este mai groasă decât în sinclinale înconjurătoare, unde grosimea ei se reduce aproximativ la jumătate sau chiar mai mult.

În partea centrală a depresiunii stratul de sare este acoperit de o cuvertură cu grosimea de aproape 4.000 m (Ciupagea et al. 1970), în timp ce spre margine adâncimea la care se află scade (Brișan, 2004), sarea apărând la zi în diverse locații: Praid, Sovata, Brâncovenești, Sărățeni, Dej, Unguraș, Sic, Cojocna, Turda, Ocna Mureș, Ocnișoara, Ocna Sibiului etc.

În Depresiunea Transilvaniei, sarea (de vârstă badenian-wieliciană), din punct de vedere tectonic, apare sub trei forme (fig. 6. 7): lentilă de sare, diapir care generează cute și dom de sare (Ciupagea et al. 1970; Irimuș, 1998).

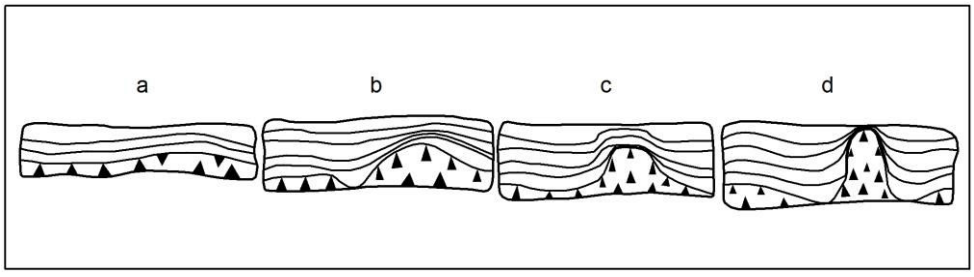


Fig. 6. 7. Forme de diapirism specifice Depresiunii Transilvaniei; a – lentilă de sare; b – cută diapiră; c- masiv de sare, d – coloană (Irimuș, 1998, p. 72)

Structurile de tip cută diapiră și dom din Depresiunea Transilvaniei. Așa cum am notat anterior, în urma proceselor diapire, mijlocite de sarea din depresiune, au rezultat două tipuri principale de structuri - cute diapire și domuri – la care se adaugă structurile de tip brahianticlinal.

Procesul de cutare a fost unul îndelungat și s-a desfășurat în cadrul a două faze (Posea et al., 1974): prima anterioară depunerii aglomeratelor vulcanice, când s-au

format cutele diapire, iar a doua după depunerea ultimelor depozite pannoniene, când s-au format domurile.

Dispunerea și orientarea cutelor diapire, brahianticlinalelor și domurilor din depresiune, alături de dinamica sării, au fost influențate, conform prospecțiunilor geofizice, și de mișcarea microplăcii transilvane, după cum urmează: zona diapiră vestică de la nord de Aiud prezintă o orientare SSV–NNE, iar cea de la sud de Aiud NV–SE, în timp ce zona diapiră estică este orientată NV–SE pe aliniamentul Praid – Șieu și NE–SV pe aliniamentul Lueta – Rupea, prezentând paralelism cu Munții Carpații (Irimuș, 1998).

A. Cutele diapire

În Depresiunea Transilvaniei, alături de cutele rezultate în urma deformării straturilor sub formă de ondulații alungite, există și cute rezultate în urma proceselor diapire.

Aliniamentul cutelor diapire delimitează monoclinul din partea marginală și nord-vestică a depresiunii de domurile și brahianticlinalele din partea centrală.

Zona cutelor diapire, cu sâmburi de sare la zi, încadrează depresiunea doar în partea sa de vest și de est (Ciupagea et al., 1970); mai exact este vorba de fasciculul vestic (desfășurat între Valea Someșului și Valea Secașului Mare) și fasciculul estic (desfășurat între Șieu și Rupea). În partea de nord, în Culoarul Someșului Mare, și în partea de sud, în Depresiunea Făgăraș, conform autorilor citați, nu există sâmburi de sare cu efect diapir, ci numai apariții și manifestații ale stratului de sare și ale tufului de Dej, care se ridică până la suprafață pe bordură.

Revenind la părțile de vest și de est trebuie menționat că zona cutelor diapire nu este continuă, schimbând orientarea și decalându-se la sud de Aiud și Odorhei (Ciupagea et al., 1970). În partea de vest se distinge zona diapiră Ocna Dejului – Sic – Cojocna – Turda – Ocna Mureș, orientată SSV–NNE, și zonele Aiud – Ocnișoara și Păuca – Ocna Sibiului, externei primei zone și orientate NV–SE, ea incluzând și asociația Sebeș – Miercurea Sibiului (Ciupagea et al., 1970). În partea de est, conform sursei citate, cutele diapire din jumătatea nordică, Șieu – Odorheiul Secuiesc – Brâncovenești – Sovata – Praid, sunt orientate NV–SE, în timp ce cutele din zona Lueta – Rupea, din jumătatea sudică, sunt orientate NE–SV.

Pentru cutele diapire, de pe bordura de vest a Depresiunii Transilvaniei, este specifică dezvoltarea anticlinalelor în lungul unor falii inverse, fapt care a determinat migrarea sării spre suprafață în spatele lor (Feier, 2010).

Cu toate că efectul diapir este mai atenuat sau chiar lipsește, în partea sudică a depresiunii a fost identificat un fascicul (desfășurat între Valea Avrigului și Valea Arpașului) constituit din câteva anticlinale, tăiate de Valea Oltului, care spre sud devin plate (Jibert), datorită situării în apropierea fundamentului cristalin (Irimuș,

1998); o situație similară există la vest de Someşul Mic şi nord de Someşul Mare, în perimetru Ocna Dej.

Urmărite pe direcție aproximativ nord-sud cutele diapire majore sunt dispuse sub formă de virgații (Ilie, 1975).

Majoritatea cutelor diapire conțin masive de sare, cu o mișcare ascendentă, reținute în masa depozitelor inițiale (Irimuş, 1998). Cele mai evidente deformări ale substratului, datorate tectonicii sării, se înregistrează în partea nord-estică a bazinului transilvan, unde cutele diapire de la Praid reprezintă un masiv de sare împins la suprafață prin laminare şi prin străpungerea cuverturii până în depozitele pannoniene (Ilie, 1958).

Indiferent de desfășurarea lor în plan orizontal (virgație, releu sau fascicul) ori în plan vertical (lentilă de sare, masiv de sare sub formă de sâmbure de pătrundere sau cilindru ori coloană diapirică – date de stadiul de diapirism), cutele diapire (fig. 6. 7 şi 6. 8) se prezintă sub formă de: masive de sare, anticlinale şi sinclinale diapire alungite (dispuse în fascicul, releu ori virgație), cute scurte (izolate), lentile de sare (Irimuş, 1998).

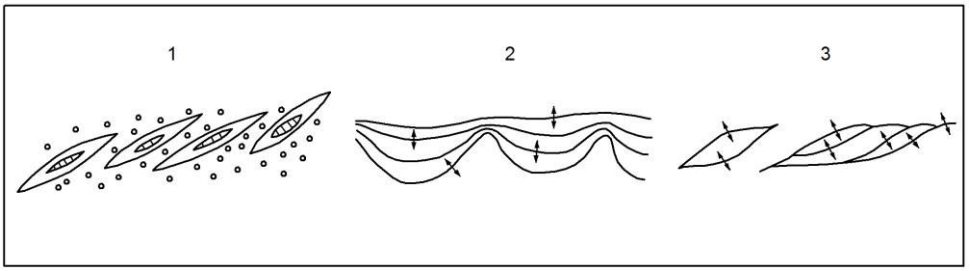


Fig. 6. 8. Tipuri de cute diapire specifice Depresiunii Transilvaniei; 1 – cute în releu; 2 – cute în virgații; 3 – fascicul amigdaloid (Dragoş, 1982, citat de Irimuş, 1998, p. 94)

Cutele diapire au fost intersectate în procesul de adâncire al rețelei hidrografice, astfel încât, cursurile principale (Someş, Mureş, Târnave, Hârtibaciul etc.) primesc, în sectoarele de intersectare a lor, caracterele de văi transversale, antecedente ori epigenetice (Irimuş, 1998).

Văile din zona cutelor diapire nu se caracterizează printr-un grad înalt de adaptabilitate la structurile anticlinale şi sinclinale, fapt demonstrat de puținele situații de concordanță directă a reliefului (văi sinclinale şi culmi anticlinale) (Irimuş, 1998).

Gradul de adaptabilitate ori inadaptabilitate la liniile tectonice este demonstrat prin prezența următoarelor tipuri de văi: transversale (Someşul Mare, Someşul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secaşul Mare), longitudinale (Meleşului, Florilor, Gădălinului), în diagonală (Mureş, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Visa, Batinului, Fizeşului, Ungurașului şi Ticușului) şi mixte.

În cadrul văilor, care s-au format în urma modelării fluviale a cutelor diapire, se desfășoară procese geomorfologice specifice atât la nivelul albiilor, cât şi pe

suprafața versanților (pluviodenudare, procese de scurgere concentrată a apei, procese de deplasare în masă, procese antropice etc).

B. Domurile și brahianticlinale

În cadrul structurilor de tip dom și brahianticlinal, straturile de la partea superioară a orizontului de sare sunt larg și ușor cutate, sub forma unor cupole. Ele sunt înconjurate de sinclinale sau brahisinclinale înguste sau largi, de adâncime mare sau medie, dar simetrice în majoritatea cazurilor (Irimuș, 1998).

Domul reprezintă un anticlinal cu contur circular sau elipsoidal, cu bolta în general foarte largă, raportul între axe fiind în caz ideal 1:1 (Anastasiu et., 1998, citat de Irimuș, 1998).

Domurile din depresiune au aspect de boltă scurtă, în formă de clopot, raportul axelor menținându-se în jurul valorilor 1/1 – 1/1,8. Forma tipică de calotă sferică este mai rar întâlnită, caracterizând în genere domurile centrale (Saroș sau Deleni, Noul Săsesc, Tăuni, Dumbrăveni, Cetatea de Bată și Bazna), a căror configurație izobatică și de suprafață se apropie de forma ideală (Irimuș, 1998). (fig. 6. 9); panta medie a flancurilor domurilor este de 3^o – 6^o.

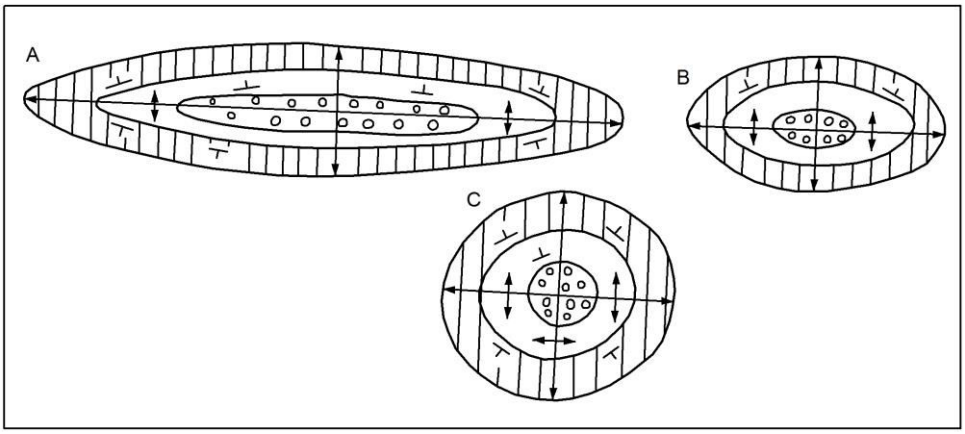


Fig. 6. 9. Tipuri de cute; A – cute lungi; B – brahicute; C - domuri (Dragoș, 1982, citat de Irimuș, 1998, p. 82)

Brahianticlinalul este un anticlinal scurt, cu contur elipsoidal în plan orizontal cu axul longitudinal la ambele capete scufundat și cu regiunea terminală periclinală; raportul între axe este cuprins între 1:2 până la 1:8 (Anastasiu et., 1998, citat de Irimuș, 1998).

O dată cu îndepărtarea de centrul depresiunii ale loc trecerea de la structuri de tip dom la cele de tip brahianticlinal, a căror raport a axelor ajunge la 1/8 (Șincai, Sânger, Vaidei, Ogra, Nadeș și Sângeorgiu de Pădure) ori în anticlinale diapire tipice: Trei Sate, Ghinești, Dealul Frumos, Daia, Șoimușul Mic etc. (Irimuș, 1998).

Comparativ cu domurile, structurile de tip brahianticlinal sunt caracterizate de o pronunțată asimetrie a flancurilor, la care se adaugă pante foarte diferențiate valoric, între flancurile și apexul structurilor; pe flancuri, pantele sunt cuprinse între 14° – 22°, iar în apexul structurii ating 90° (Irimuș, 1998).

Faptul că în depresiune ele sunt dispuse în asociații, în releu sau complet izolate demonstrează că la geneza lor, alături de dinamica sării, au contribuit și alte procese și evenimente tectonice, a căror origine și-a avut sediul în zona marginală înconjurătoare sau chiar în subasment (Irimuș, 1998).

În partea centrală a depresiunii, denumită și de cuvetă (mărginită la est și la vest de zona cutelor diapire), depozitele geologice, de vârstă badeniană, sarmațiană și pannoniană, sunt cutate în domuri și brahianticlinale. Pe flancurile lor înclinarea straturilor este cuprinsă în medie între 1 și 10°. Domurile sunt delimitate de sinclinale cu dimensiuni și adâncime variabilă, cu flancuri ușor asimetrice (Ciupagea et al., 1970).

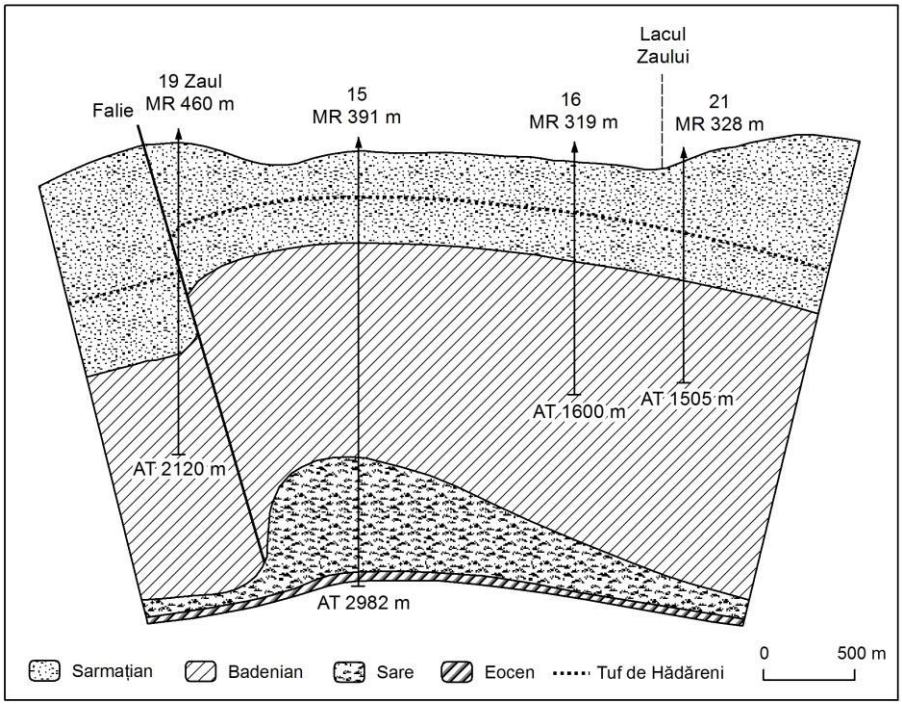


Fig. 6. 10. Profil transversal pe direcție E-V prin domul Zau de Câmpie (Cătа, 1959, citat de Irimuș, 1998, p. 81)

Sub aspectul orientării, structurile de tip dom și brahianticlinal sunt dispuse aproximativ nord-vest – sud-est, la nord de Mureș, est-vest între Mureș și Hârtibaciu și nord-sud între Hârtibaciu și Olt.

Formarea domurilor și brahianticlinalelor a fost direct influențată de dinamica stratului de sare, cea care a determinat boltirea depozitelor de la partea superioară.

Forajele şi prospecţiunile geologice realizate (Ciupagea et al., 1970) au evidenţiat că stratul de sare este mai gros în apexul domurilor, comparativ cu sinclinalele înconjurătoare, unde valoarea grosimii se reduce la jumătate sau chiar mai mult (fig. 6. 10); de exemplu la nord de Mureş, sare atinge 1.200 m în apexul unor domuri şi se subţiază la câţiva metri în sinclinale dintre ele. De asemenea, în procesul de formare al bolţii, ca efect al tensiunilor rezultate prin întindere, apar numeroase falii de distensie (fig. 6. 10), care o împart în mai multe blocuri; amplitudinea faliilor, maximă spre apexul domurilor, scade spre periferia lor, aşa cum se întâmplă în cazul celor de la: Şincai, Sânger, Grebeniş, Deleni, Bazna, Copşa Mică, Cetatea de Baltă, Ulieş, Lazlău, Filitelnic şi Zau de Câmpie (Irimuş, 1998).

În acelaşi timp, pentru domurile de la nord de Mureş, dar şi pentru altele, se observă orientarea lor, paralel cu aliniamentele cutelor diapire de pe bordura depresiunii, fapt care indică o strânsă legătură între geneza domurilor şi a cutelor.

În acelaşi timp, aşa cum am mai menţionat, formarea domurilor şi brahianticlinalelor a fost influenţată şi de mişcarea microplăcii transilvane, fiind şi ea răspunzătoare de orientarea generală a lor pe direcţia nord-vest – sud-est şi nord-est – sud-vest.

Procesul geologic de formare a domurilor şi brahianticlinalelor este unul de durată, multe din structurile respective continuându-şi evoluţia şi în prezent (Irimuş, 1998). Forma şi dimensiunea acestora, conform sursei citate, este influenţată de mărimea masivului de sare, de grosimea depozitelor de deasupra sării, precum şi de gradul lor de plasticitate, aspect care se reflectă în prezenţa dizarmoniilor.

Procesul de migrare a sării, dinspre arealele cu presiuni mari, spre arealele cu presiuni mai reduse, conduce la apariţia în complexul de deasupra sării a unor capcane naturale, în care se acumulează zăcăminte de gaze naturale (Ciupagea et al., 1970). Straturile rezervoare sunt în general poroase, constituite mai ales din nisipuri şi gresii, iar locul de acumulare este reprezentat în principal de perimetrele de îndoire a bolţii domului sau brahianticlinalului diapir (Irimuş, 1998) (fig. 6. 11).

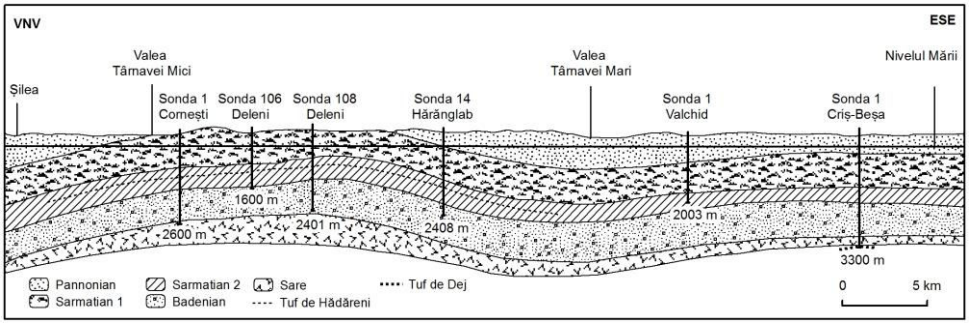


Fig. 6. 11. Profil geologic între Cornești și Criș prin structura gazeiferă (Șaroș) – Hărănglab (Irimuș, 1998, p. 73)

În funcție de poziție, grad de eroziune, adâncimea zonelor sinclinale care le separă și de relațiile tectonice dintre ele, domurile au fost împărțite de Ciupagea, încă din 1935, în trei zone (Ciupagea et al., 1970; Irimuș, 1998):

- în zona centrală se află domurile de joasă altitudine (între -600 și -2.000 m), acoperite în marea lor majoritate de o cuvertură pannoniană și orientate aproximativ est-vest; în categoria lor se remarcă următoarele: Deleni, Cetatea de Baltă, Bazna, Copșa Mică, Filitelnic, Laslău, Nadeș, Corunca, Ernei, Dumbrăvioara, Păingeni; tot în această grupă sunt incluse și domurile marginale, izolate: Noul Săsesc, Eliseni, Șoimuș, Chedea, Sângeorgiu de Pădure, Ghinești, Miercurea Nirajului, Teleac, Bogata de Mureș.

- zona de nord, situată la nord de Culoarul Mureșului, cuprinde domurile cu altitudine mai mare (până la -100 m) fără cuvertură pannoniană și parțial erodate; ele sunt orientate în general nord-vest – sud-est și sunt situate de-a lungul unor anticlinale majore sau în releu; în categoria lor se remarcă următoarele structuri: Luduș, Sânger, Iclănzel, Zau de Câmpie, Șăulia, Dobre, Grebeniș-Șăușa, Ulieș-Șincai-Mădăraș, Sărmășel, Puini, Crăiești, Bozed.

- zona de sud cuprinde domurile de mică amplitudine: Cristur, Țeline și Ilimbav, la care se adaugă și cele cu formațiunea de gaz erodată și parțial inundată: Chirpăr, Nocrich, Veseud, Rediș, Bărent, Grânari, Bârghiș, Alămor, Netuș etc.

Domurile din partea centrală se prezintă sub forma unor bolți scurte, sub formă de clopote, și sunt dispuse într-o dezordine aparentă (Ilie, 1975). Caracteristica principală a acestora, conform autorului citat, este disimetria, ea rezultând din dezvoltarea inegală a flancurilor, alături de schimbarea poziției apexului în secțiune verticală. Acest fapt s-ar datora ridicării structurilor domale, de la nord-est spre sud-vest (Ilie, 1975), demonstrând o legătură strânsă cu alunecarea gravitațională care a afectat depozitele geologice din partea estică a depresiunii și a cărei suprafață de decolare a fost reprezentată de stratul de sare (Kreszek, 2005).

În cadrul depresiunii, domurile, în număr de peste 50, sunt orientate nord-vest – sud-est, paralel cu orientarea cutelor diapire de pe bordură.

Formate în urma unor procese tectonice complexe, detașarea morfostructurilor de tip dom în suprafața topografică a depresiunii (Irimuș, 1998), a avut loc odată cu adaptarea rețelei hidrografice la structura lor. Aceasta a devenit inelară și semiinelară pe structurile de domuri, respectiv centripetă și convergentă pentru sinclinalele dintre ele. Orientarea văilor a fost semnificativ influențată de dispunerea cutelor, brahianticlinalelor și domurilor.

Pe alocuri evoluția rețelei hidrografice a fost condimentată cu numeroase remanieri hidrografice, în urma cărora a avut loc o adaptare la structura și neotectonica cuverturii neogene. Se remarcă în acest sens: Someșul Mare cu afluenții

săi (Meleș, Dipșa etc.), Someșul Mic (dintre afluenți se evidențiază Fizeșul), Mureșul și principalii săi afluenți (Niraj, Lechința, Valea Morii, Târnava Mică, Târnava Mare etc.), Hârtibaciul Secașul Mic etc. (Irimuș, 1998). S-a ajuns astfel, conform sursei citate, ca pe flancurile domurilor conservate (nesecționate de râuri) să se organizeze o rețea hidrografică radiar divergentă, iar la baza lor una inelară ori semiinelară; domurile secționate de rețeaua hidrografică, dar netraversate, au impus o rețea dendritică, iar cele golite și secționate axial o rețea paralelă.

Expresivitatea cea mai pronunțată a reliefului structural, aferent boltirilor sub formă de dom, datorită efectului diapir al sării, se înregistrează între Culoarul Mureșului și cel al Târnavei Mari, teritoriu în care densitatea și extensiunea acestor structuri este la superlativ (Tăuni, Cetatea de Baltă, Delenii, Bazna, Copșa Mică, Filitelnic, Corunca, Bogata etc.). Prezența unor roci cu durități diferite, dispuse alternant în cadrul structurilor de tip dom, a determinat ca eroziunea diferențiată să evidențieze particularitățile structurii (Geografia României, I, 1983).

La nord de Culoarul Mureșului, cu toate că există structuri de tip dom (Zau de Câmpie, Sânger, Sărmășel, Șincai etc.), datorită predominării marnelor, adaptarea rețelei de văi este una mai avansată, fapt care a determinat estomparea caracterelor structurale tipice, predominând mai degrabă un relief colinar.

Caracteristicile reliefului, în cadrul structurilor de tip dom, sunt dictate în principal de modul de adaptare a rețelei hidrografice, la dispoziția locală a straturilor, iar în secundar de căderea periclinală a lor, cea care a determinat modul de dispunere a fronturilor de cuestă și a suprafețelor structurale (Geografia României, I, 1983). Adaptarea rețelei hidrografice la structură a avut loc prin eroziune regresivă, de la periferia domurilor spre partea axială. S-a ajuns astfel, ca o parte din râuri să erodeze partea centrală a domurilor formând văi cu obârșii, care au fronturi de cuestă semicirculare, așa cum se întâmplă în cazul Văii Mărului (în domul Tăuni) și a pârâului Valea Sărată (în domul Delenii), în timp ce altele s-au dezvoltat radiar pe flancurile domurilor formând rețele radiare cum este în cazul structurilor Bazna, Filitelnic și Bogata (Geografia României, I, 1983). În situația în care acțiunea rețelei hidrografice a fost mai eficientă s-a reușit traversarea părții centrale a domurilor, iar fronturile de cuestă rezultate sunt dispuse față în față (Irimuș, 2003), așa cum a avut loc în cazul domurilor Sângeorgiu de Pădure, Șincai, Sărmășel, Zau de Câmpie etc.

Cele mai expresive forme de relief, rezultate în urma modelării structurilor de tip dom și brahianticlinal, sunt fronturile de cuestă. Ele exprimă cel mai fidel raporturile care stau stabilit, de-a lungul timpului, între rețeaua hidrografică, considerată ca agent modelator principal și structura domului sau brahianticlinalului (Irimuș, 1998). În funcție de specificul local fronturile de cuestă aferente acestor structuri pot fi (Irimuș, 1998):

- liniare - sunt specifice râurilor principale şi afluenţilor lor direcţi (Mureş, Someş, Hârtibaciu, Târnave, Secaşe, Visa etc.) şi apar pe flancurile dezvoltate ale domurilor (Delenii, Bazna, Noul Săsesc, Şincai, Sărmaşu, Sărmăşel, Cetatea de Baltă, Puini, Cristur, Filitelnic, Ilimbav etc.);

- unghiulare - apar în sectoarele de confluenţă ale râurilor mari (Mureş, Târnave, Hârtibaciu) cu afluenţi de ordin imediat inferior (în sistemul Horton-Strahler); ele sunt specifice domurilor puternic atacate axial de către râuri, uneori chiar traversate (Cristur, Delenii, Bazna, Tăuni, Bogata, Grebenişul de Câmpie, Porumbeni, Ernei, Filitelnic etc.);

- sinuoase - sunt rezultatul eroziunii regresive, manifestată prin intermediul torenţilor, la care se adaugă participarea alunecărilor de teren şi a altor procese, care au determinat retragerea şi teşirea versanţilor; astfel de fronturi de cuestă sunt caracteristice majorităţii domurilor;

- semicirculare - apar în bazinele superioare ale râurilor de ordinul 3 şi 4 (în sistemul Horton-Strahler): Sărata, Bazna, Nadeş, Valea Lungă, Sâniacob, care au reuşit prin eroziune regresivă să atace zona centrală a apexului domului; în unele cazuri, aceasta a fost golită (Mociu) şi structura s-a transformat într-o uriaşă butonieră, iar în altele, râurile au reuşit să atingă apexul domului fără să-l golească sau să-l secţioneze, construind un relief de butoniere, care au fronturi de cuestă dispuse faţă în faţă (Buneşti, Puini, Miheşu de Câmpie, Lechinţa, Ogra-Sânpaul, Bazna, Nadeş, Tăuni etc.).

La păstrarea unor fronturi de cuestă proeminente, în cadrul structurilor de tip dom, au contribuit pe alocuri şi orizonturile mai groase de nisipuri cimentate.

Alături de fronturile de cueste, structurile de tip dom şi brahianticlinal au condiţionat menţinerea, formarea şi păstrarea reversurilor de cuestă, conservate sub forma unor suprafeţe cvasistructurale, îndeosebi atunci când straturile înclină spre nord (Josan, 1969). Pe suprafaţa lor s-a dezvoltat o reţea hidrografică consecventă (pe flancurile lungi), resecventă şi subsecventă, tipică reliefului monoclinal (pe flancurile domurilor), în timp ce fronturile cuestelor evoluează sub incidenţa unei reţele obsecvente (Irimuş, 1998). Suprafeţele cvasistructurale, conform sursei citate, sunt menţinute în profilul versanţilor, fie de prezenţa unor pachete groase de marne compacte (sarmaţiene şi pannoniene), fie de existenţa unor orizonturi cineritice rezistente (tuful de Borşa-Apahida) ori orizonturi cineritice în alternanţă cu orizonturi calcaroase, aşa cum este în cazul domurilor: Delenii, Bazna, Puini, Nadeş, Sânmiclăuş, Ernei, Dumbrăvioara, Buneşti şi Ilimbav.

Relieful structurilor de tip dom este uşor de recunoscut în teren, îndeosebi prin urmărirea configuraţiei fronturilor de cuestă cuestă, care sunt dispuse concentric. De exemplu, frontul acestora este orientat spre centrul structurii, în timp ce reversurile de cuestă sunt orientate în sens opus cuvetelor interdomale.

Morfologia actuală a domurilor, din Depresiunea Transilvaniei, este rezultatul unui proces evolutiv îndelungat în cadrul căruia, în funcție de particularitățile locale (elevația structurii, rocă, caracteristicile bazinului hidrografic etc.), rețeaua hidrografică le modelează doar pe flancuri, le atacă axial sau chiar le-a traversat golindu-le partea centrală.

Pornind de la cele menționate au fost deosebite trei stadii de evoluție (Josan, 1972; Josan, 1979; Irimuş, 1998):

- stadiul incipient - reflectă elemente de concordanță a reliefului, elementele structurale (fronturile de cuestă, suprafețe cvasistructurale etc.) fiind bine conservate; la partea superioară a flancurilor se menține o rețea hidrografică radiar-divergentă, în timp ce la baza lor ea este semiinelară; acest stadiu este specific domurilor: Cetatea de Baltă, Teleac, Ghindari, Trei Sate, Dealul Frumos, Daia, Șoimușul Mic, Bunești, Chedea etc.

- stadiul avansat de evoluție - fără ca domurile să fie traversate de rețeaua hidrografică, se caracterizează prin prezența: butonierelor dezvoltate (fig. 6. 12), fronturilor de cuestă festonate, suprafețelor structurale şi cvasistructurale slab conservate; în acest stadiu se află domurile: Zau de Câmpie, Grebenișu de Câmpie, Sărmășel, Șincai, Ulieș, Urmeniș, Sânger, Crăiești, Vaidei, Corunca (Irimuş, 1993), Cristur, Tăuni, Bazna, Delenii, Filitelnic, Nadeș etc.

- stadiul inversiunilor de relief - se caracterizează generalizarea formelor de concordanță inversă; în morfologia acestor domuri se remarcă predominarea ariilor negative impuse de distrugerea apexului structurilor; un astfel de stadiu este caracteristic domurilor: Dumbrăvioara, Ernei, Ghinești, Miercurea Nirajului etc.; domurile Sângeorgiu de Pădure şi Bogata de Mureș sunt traversate axial de rețeaua hidrografică (Coteț, 1973).

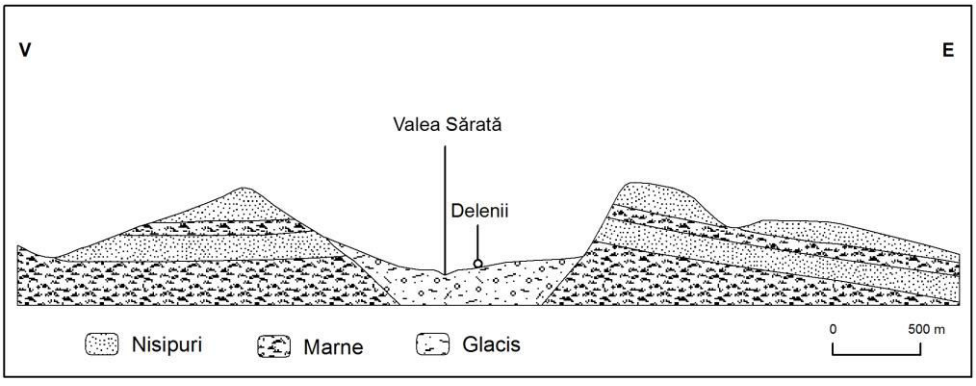


Fig. 6. 12. Butoniera de la Delenii (Josan, 1979, p. 42)

Diferențieri regionale ale reliefului format pe cute diapire şi domuri. Diversitatea formelor de relief, specifice structurilor diapire de tipul cutelor şi

domurilor, impune în continuare o abordare a lor sub aspect regional, tocmai pentru a evidenția obiectiv specificul morfologiei acestora, în cadrul peisajului geomorfologic din Depresiunea Transilvaniei.

În **Câmpia Transilvaniei**, trăsăturile de ansamblu ale reliefului sunt rezultatul manifestării diferențiate ale diapirismului sării, dinspre aliniamentul cutelor diapire marginale, spre grupul domurilor din partea centrală. În cadrul acestei unități, relieful aferent structurilor diapire va fi urmărit la nivelul celor două mari subdiviziuni ale sale: Câmpia Someșană și Câmpia Mureșană.

În ***Câmpia Someșană*** structurile diapire formează un ansamblu de dislocații plicative, ce afectează îndeosebi formațiunile badeniene și sarmațiene, din partea ei vestică (Geografia României, III, 1987); la modul general ele aparțin fasciculului de cute vestic care s-a manifestat din Valea Arieșului (Turda) până la nord de Valea Someșului Mic (Dej). Cutele diapire menționate se extind și în Podișul Someșan, la vest de Someșul Mic, pe aliniamentul Bunești – Ocna Dejului. La acestea se adaugă brahianticlinalele scurte și domurile din partea centrală a Câmpiei Someșene.

Caracteristicile acestor cute constau în ordonarea paralelă a aliniamentelor, în asimetria flancurilor (cel dinspre interiorul câmpiei este mai slab înclinat, dar și mai prelung) și în străpungeri locale ale sâmburilor de sare la Turda, Cojocna, Sic etc. (Geografia României, III, 1987).

Efectul morfologic, al dispunerii paralele a cutelor, a impus formarea unor văi longitudinale conjugate, situate, de regulă, pe sinclinale; în această categorie se includ: Valea Zăpodie, Valea Mare, Valea Murători, Valea Florilor, Valea Sărată și Valea Largă). În profil transversal aceste văi au o asimetrie evidentă, datoră îndeosebi reliefării fronturilor abrupte și înalte de cueste, nu tocmai tipice, ale Cojocnei, Gădălinului și Suatului (Geografia României, III, 1987).

Structurile anticlinale, din partea vestică a câmpiei, sunt cele care au menținut relieful mai înalt, mai proeminent, dar în același timp au stimulat procesele de eroziune, cele care au descoperit masivele de sare. S-a ajuns până la formarea de butoniere locale, pe sâmburii de sare (la Cojocna și Sic), în cadrul cărora procesele geomorfologice actuale au sculptat un relief carsto-salin cu lapiezuri, doline și lacuri, multe dintre ele de origine antropică (Geografia României, III, 1987; Réti et al., 2016).

Prezența celui mai înalt și mai fragmentat sector al Câmpiei Transilvaniei, în partea nord-vestică a acesteia, se leagă de structurile anticlinale largi (Sânmărtin, Unguraș, Țentea – Budiu - Nușeni), strâmte și scurte (Mălin - Beclean - Apatiu) (Geografia României, III, 1987). Acestea au favorizat menținerea reliefului la altitudini de peste 600 (Dumbrava Livezii 638 m, Dâmbu Stânii 610 m și Dealul Unguraș 621 m). Înălțimile orografice menționate sunt păstrate sub forma unor martori structurali, păstrați pe gresii și tufuri (Posea et al., 1974). Ei sunt însoțiți

de: fronturi de cuestă, suprafețe și umeri structurali, cueste, văi subsecvente, precum și o butonieră, la izvoarele Batinului, excavată într-un dom alungit (Mac și Raboca, 1965) (fig. 6. 13). Fronturile de cuestă reprezintă elementul geomorfologic tipic pentru bazinul inferior al Văii Batinului, ele fiind dezvoltate atât pe partea dreaptă a văii principale, între localitatea Nireș și Dealul Acăstăilor (329 m), cât și pe afluenții acesteia: Valea Salatiului, Valea Hulbenilor și Valea Țopului (Mac și Raboca, 1965).

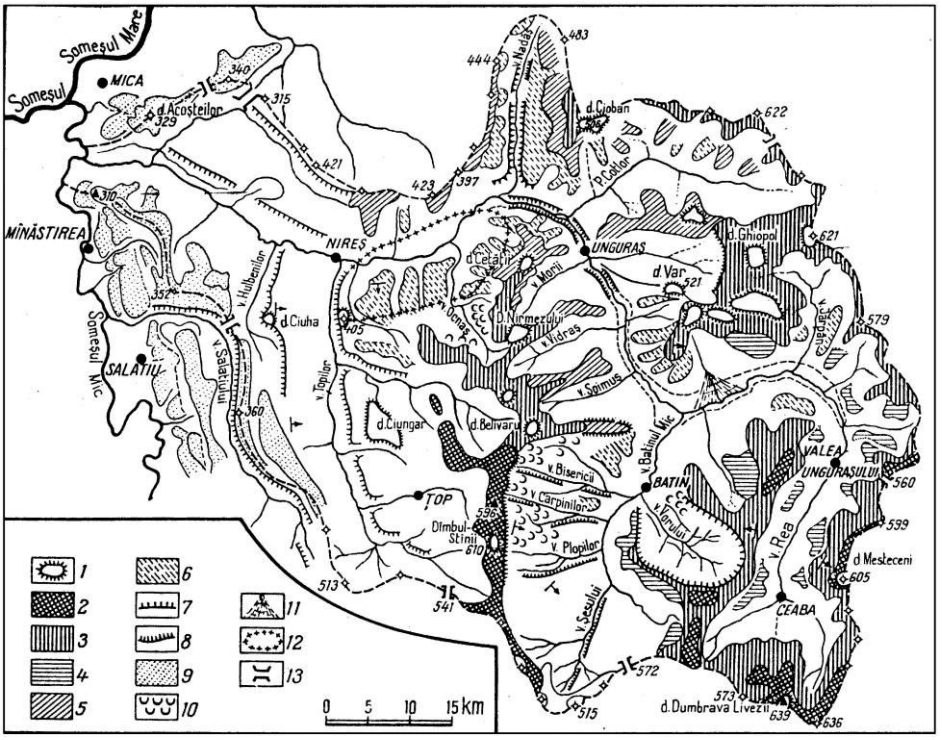


Fig. 6. 13. Relieful structural din bazinul Batinului; 1 – martori structurali; 2 – suprafață structurală (600 – 640 m); 3 – suprafață structurală (500 – 550 m); 4 – umeri structurali (440 – 480 m); 5 – umeri structurali (400 – 430 m); 6 – umeri structurali (320 – 380 m); 7 – cueste; 8 – abrupturi; 9 - terase fluviatile; 10 – alunecări de teren; 11 – con de dejecție; 12 – limita masivului de sare; 13 – înșeuări (Mac și Raboca, 1965, p. 4)

O dată cu apropierea de Valea Someșului Mare, între Dej și Beclean, amploarea cutelor se reduce, fapt reflectat și în relief, la analiza căruia se observă că interfluviile înguste, cedează treptat loc suprafețelor structurale mai largi (Geografia României, III, 1987).

În acest context structural, afluenții de stânga ai Someșului Mare (Meleș, Batin etc.), cu caracter obsecvent, și-au adâncit albiile semnificativ prin raportare la nivelul de bază de la Dej (236 m). Urmărite în profil longitudinal albiilor acestora

sunt marcate de rupturi de pantă (repezişuri şi praguri), de natură structurală, dar şi litologică, în timp ce în profil transversal au aspect de chei, în alternanţă cu bazine de eroziune (Geografia României, III, 1987).

Predominarea reliefului structural, în această parte a Câmpiei Transilvaniei, are ca efect accentuarea contrastelor morfologice dintre lunci şi versanţi, cei din urmă având declivităţi a căror valori depăşesc de 30 – 35°.

Dispunerea structurilor cutate, de la sud la nord, a influenţat şi configuraţia reţelei de văi, care în demersul de adaptate la structură, intersectează doar parţial, în sectoarele de obârşie şi pe cursurile inferioare (ca efect a abaterii spre nivelul de bază) anticlinalele. În aceste condiţii inversiunile de relief sunt rare, puţin semnificative (butonierele de la Cutca şi Mălin), iar versanţii suprapuşi fronturilor de cuestă s-au dezvoltat îndeosebi pe afluenţii secundari, de pe dreapta văilor: Meleş, Lechinţa şi Beudiu (Geografia României, III, 1987). În acelaşi timp, pe fondul înclinării generale, de la nord către sud, a avut loc evidenţierea frontului de cuestă de pe stânga Someşului Mare (sectorul Beclean – Mica), cu denivelări a căror valori ajung la 250 – 300 m; el a fost fragmentat de către bazine de eroziune cataclinală (Valea Cireşoaiei, Valea Mare şi Valea Viilor) (Geografia României, III, 1987).

În categoria reliefului structural poate fi inclus şi versantul drept al Someşului Mic, sectorul Apahida - Dej, care fiind extins în lungul cutelor diapire, este socotit ca abrupt structural (Posea et al., 1974).

Cute diapire se întâlnesc şi în extremitatea estică a Câmpiei Transilvaniei, unde se remarcă anticlinalul Teaca-Sărăţel (Posea et al., 1974).

Partea sudică a Câmpiei Someşene, reprezentată de bazinele superioare ale Fizeşului şi Meleşului, comparativ cu cea nordică, unde predomină relieful structural, datorat cutelor diapire, este caracterizată de prezenţa brahianticlinalelor scurte, dispuse de la nord-vest spre sud-est (Geografia României, III, 1987), şi a domurilor. După sursa citată, monoclinul prelung, dezvoltat din vecinătatea Văii Suatu, coboară până în axa Fizeşului, fiind deranjat doar de domul Puini (est - vest), reliefat prin fronturi de cuestă semicirculare şi văi periferice (Sântejude şi Ghiriş).

Valea Puinilor, afluent de stânga al Fizeşului, sub controlul coborât din perimetrul cuvetei intradomale, a pătruns regresiv înspre apexul brahianticlinalului generând butoniera Puini (Irimuş, 1998).

La fel s-a întâmplat şi în cazul văii Mociu, care a pătruns regresiv în structura brahianticlinalului de la Mociu, pe care l-a golit şi l-a transformat într-o butonieră; în cadrul acestor butoniere fronturile de cuestă sunt de tip circular. De asemenea, între Sucutard şi Geaca, această structură trece în estul văii Fizeşului pe Valea Lacu, la obârşia căreia domină un front de cuestă abrupt (Dealul Ascuţit 556 m).

Atât domul Puini, cât şi brahianticlinalele răzleţe din Valea Fizeşului şi izvoarele Văii Şieuţului, sunt mărginite de sinclinale de compensaţie care favorizează procesele de limnizare (Geografia României, III, 1987).

Cele notate demonstrează că reducerea amplitudinii şi a efectului cutelor diapire, spre est, a permis manifestarea dinamicii sării într-o altă manieră, şi anume prin formarea structurilor de tip dom, fapt care explică şi uşoara scădere a altitudinilor, la valori care se menţin îndeosebi sub 500 m.

Câmpia Mureşană este caracterizată de prezenţa unui relief structural datorat prezenţei domurilor şi brahianticlinalelor. Din cauza înclinării reduse a flancurilor (2 – 5º), domurile nu au impus declivităţi accentuate reliefului şi nici altitudini, care să determine contraste între partea superioară şi cea inferioră a văilor, de unde şi aspectul colinar al reliefului (Geografia României, III, 1987).

Conform sursei citate, prezenţa domurilor a influenţat orientarea interfluviilor şi văilor, precum şi existenţa formelor structurale de tipul fronturilor de cuestă semicirculare şi a suprafeţelor structurale, menţinute pe monoclinurile ce pornesc din partea centrală a structurilor domale.

Astfel de trăsături sunt caracteristice în partea mediană a câmpiei, unde domurile sunt grupate pe două aliniamente evidente: primului, aflat între Valea Florilor şi Valea Silivaşului (afluenţi opuşi ai Pârâului de Câmpie), îi sunt caracteristicile structurile de la Zau de Câmpie şi Sărmăşel, prelungite către Mureş cu domul de la Luduş, în timp ce pentru al doilea, situat în bazinul Comlodului, domurile au o dezvoltare dominant pe dreapta râului (de exemplu domul Şincai), cu orientarea axului principal perpendicular pe profilul longitudinal al acestuia (Geografia României, III, 1987).

Cu toate că râurile principale, din sudul Câmpiei Transilvaniei (Pârâu de Câmpie, Comlod etc.), au urmărit în direcţia lor de curgere spre Mureş înclinarea generală a câmpiei pe direcţia nord-sud, din momentul interceptării domurilor, traseul lor a suferit abateri de la planul iniţial, ca răspuns al adaptării la structură. În aceste condiţii, văile primare respective din consecvente, au devenit pe anumite sectoare periclinale, izoclinale sau chiar subsecvente şi obsecvente, acolo unde s-au adâncit chiar în domuri (Geografia României, III, 1987).

Prin erodarea bolţii domurilor, fie de către văile principale (Sărmăşel şi Zau de Câmpie), fie de către afluenţii lor, s-au format butonierele conturate de fronturi de cuestă semicirculare, aşa cum este în cazul celei de la Pogăceaua (Geografia României, III, 1987). Sinclinalele dintre domuri, afectate şi de lăsări neotectonice, au reprezentat locuri favorabile pentru amenajarea unor cuvete lacustre în Valea Pârâului de Câmpie la: Şăulia, Zau de Câmpie şi Tăureni.

Domurile din partea sudică a Câmpiei Transilvaniei (Zau de Câmpie, Grebenişu de Câmpie, Sărmăşel, Şincai, Ulieş, Urmeniş, Crăieşti etc.), cu toate că se află într-un stadiu avansat de evoluţie, nu sunt traversate în totalitate de

rețeaua hidrografică, chiar dacă ea a depășit zona apexului. Din acest motiv ele sunt caracterizate de prezența: butonierelor lărgite (la Zau de Câmpie, Sărmășel etc.), fronturilor de cuestă festonate și văilor largi cu albii care meandrează.

Adaptarea rețelei hidrografice, la structură, este evidențiată de aspectul semiinelar la baza domurilor și radiar divergent pe flancuri (Irimuș, 1998).

Cuvetele interdomale, dintre domurile menționate, au favorizat prezența unor culoare de vale largi: Valea Lechinței, Valea Pârâul de Câmpie, Valea Comlodului, Valea Șesul, Valea Noroiosul, Valea Frății, Valea Morii, Valea Fizeșului, Valea Meleșului, Valea Buzei etc. Stadiul avansat de evoluție a acestor domuri, este subliniat și de relieful de concordanță inversă reprezentat de văile de anticlinal: Valea Roanța (Domul Sânger) și Valea Urieșului (domul Zau de Câmpie) (Irimuș, 1998).

Părții sudice a Câmpiei Mureșene, cu deosebire în perimetru structurilor de tip dom, le sunt specifice văile subadaptate sau incompetente, extrem de largi, caracterizate de prezența unor lunci foarte dezvoltate.

Alături de evoluția rețelei de văi, cele care scot în evidență elementele structurale sunt și procesele geomorfologice de pe suprafața versanților. Lipsa unui relief structural proeminent trebuie corelată cu înclinarea redusă a straturilor, în general între 2 și 5°, doar rareori ajungând la valori apropiate de 10° (Posea et al., 1974).

Partea estică a Câmpiei Mureșene prezintă un relief structural rezultat în urma adaptării rețelei de văi la cutele majore din vecinătatea Culmii Șieului, ce au antrenat depozite mai rezistente, fapt care a determinat ca relieful să se mențină la altitudini ridicate, care pe alocuri depășesc 550 m (Turnul Băiței 567 m).

În **Podișul Târnavelor**, relieful aferent structurilor diapire fiind dezvoltat pe suprafețe extinse, prezintă diferențieri marcante de la o subunitate la alta.

În ***Dealurile Târnavei Mici***, legat de existența cutelor și a domurilor diapire, care au fost modelate prin adaptarea rețelei hidrografice la substrat, se remarcă prezența: butonierelor, fronturilor de cuestă, suprafețelor structurale și a văilor specifice, cu relieful lor de detaliu.

Marginea vestică a Dealurilor Târnavei Mici, la vest de linia localităților Luduș, Jidvei și Valea Lungă, este cutată diapir. În relief este evident în acest sens fasciculul de anticlinale diapire din sectorul Ocna Mureș - Blaj, în cadrul căruia straturile au înclinări medii de 15 – 20°, dar pot ajunge local, chiar la valori 60° (Geografia României, III, 1987). Prin traversarea lor de către Mureș (la Ocna Mureș) și de către Târnava (în aval de Blaj), aceste văi sunt considerate de tip transversal (Posea et al., 1974), prin fasciculul vestic de cute de diapire.

La est de linia dată de localitățile menționate, depozitele miocene sunt cutate sub formă de domuri (fig. 6. 14), cu înclinări mai reduse ale straturilor, (5 – 10°), comparativ cu valorile specifice cutelor diapire.

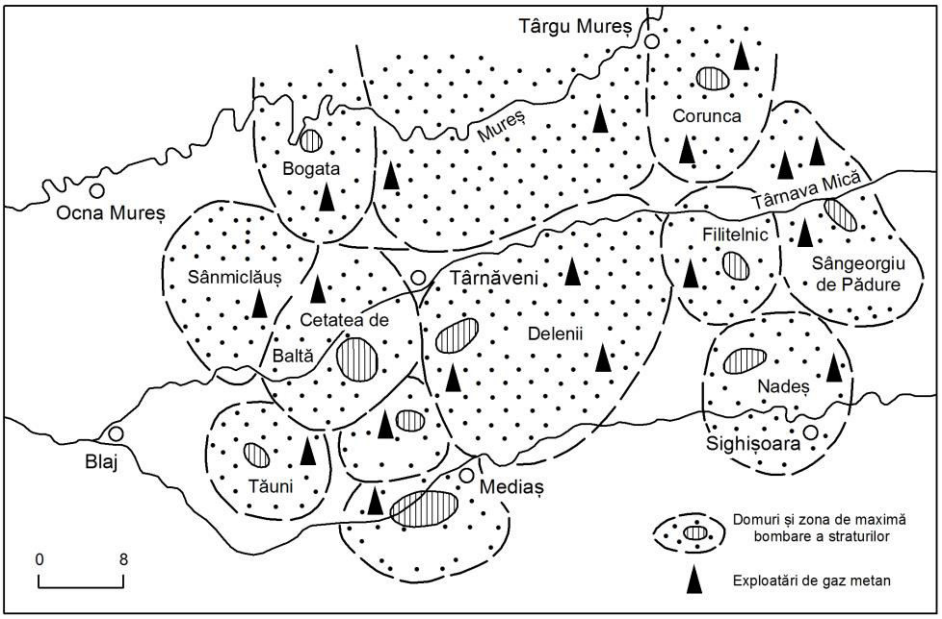


Fig. 6. 14. Domurile gazeifere din Dealurile Târnavei Mici
(Geografia României, III, 1987, p. 568)

Dintre domurile existente, în Dealurile Târnavei Mici, se remarcă cele de la: Bazna, Cetatea de Baltă, Delenii, Filitelnic, Sângeorgiu de Pădure (drenate de către afluenți ai Târnavei Mici), Tăuni (drenat de afluenți ai Târnavei Mari), Copșa Mică (interceptat de Târnava Mare), Sângeorgiul de Pădure (pe Târnava Mică), apoi Miercurea Nirajului (drenat de Niraj), Vaideiu și Bogata (din Culoarul Mureșului), Corunca (drenat spre Mureș).

Adaptarea rețelei de văi, la structurile de tip dom, a determinat erodarea acestora până la formarea, în partea centrală a lor, a butonierelor prevăzute cu fronturi de cuestă dispuse față în față; ele sunt specifice îndeosebi domurilor: Nadeș, Filitelnic, Bazna și Tăuni. Sinclinale dintre domuri sunt ocupate de văi, așa cum este în cazul Văii Chesler, adaptată minimului de la est de domul Tăuni.

În cazul domului Cetatea de Baltă, Valea Balta prin adaptare la structură a primit aspect semicircular. În situația domului Tăuni culoarul Pârâului Valea Lungă are aspect inelar, formă pe care o urmează și frontul de cuestă de pe dreapta sa (Posea et al., 1974).

Domurile din Dealurile Târnavei Mici au fost erodate inegal, de către rețeaua hidrografică, motiv pentru care se află în diverse stadii de evoluție: incipient (domul Cetatea de Baltă, care nu este atacat axial de rețeaua hidrografică), avansat (domurile Tăuni, Bazna, Filitelnic, Delenii și Nadeș, care sunt atacate axial de rețeaua hidrografică, dar fără să fie traversate în întregime) și al inversiunilor de relief (domurile Sângeorgiu de Pădure și Bogata, care sunt traversate axial în cazul

de față de către Târnava Mică, respectiv Mureș, care le-au golit prin supraimpunere); iată o dovadă că domurile sunt mult mai vechi decât rețeaua de hidrografică din depresiune, chiar dacă ne referim la râuri principale, organizate în consecință, după cutarea diapiră a depozitelor.

O situația aparte se înregistrează în cazul Dumbrăvioara și Miercurea Nirajului, care sunt traversate de către Mureș, respectiv Niraj. Ele s-au adâncit în axul domurilor, golindu-le, prin traversare longitudinală, în lungul axului anticlinal (Irimuș, 1998). Conform autorului citat, drenarea acestor structuri, prin supraimpunerea râurilor menționate, le conferă calitatea de văi antecedente.

Prezența domurilor a influențat semnificativ evoluția rețelei hidrografice, cele mai dezvoltate văi (din partea centrală a Dealurilor Târnavei Mici cunoscută sub denumirea de Dealurile Dumbrăvenilor) fiind localizate pe flancurile domurilor Delenii, Filitelnic și Nadeș. Prin adaptarea la structură aceste văi au devenit asimetrice, fronturile de cuestă formând versantul lor drept.

De asemenea, rețeaua hidrografică s-a adaptat structurilor, fiind semiinelară la baza lor (Cetatea de Baltă, Tăuni, Nadeș) și radiar divergentă pe flancuri (fig. 6. 15).

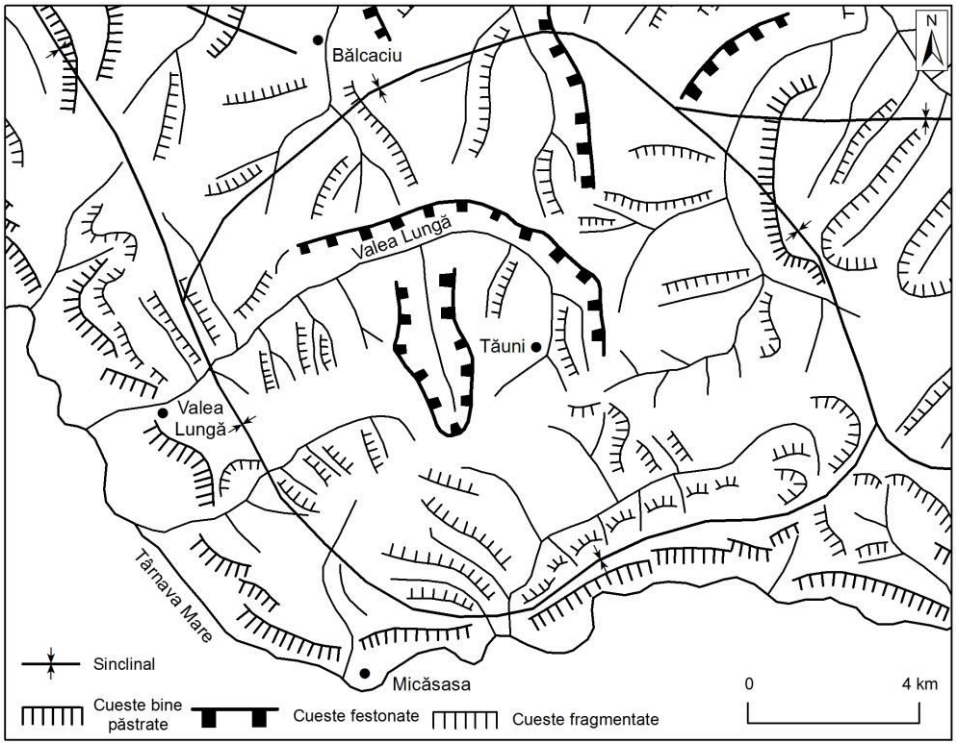


Fig. 6. 15. Relieful de cueste datorat adaptării rețelei hidrografice la structura domului Tăuni (prelucrare după Josan, 1979, p. 45)

În acelaşi timp, văile radiare atacă apexul structurilor, formând în cursul lor superior bazinete de eroziune lărgite, închise prin fronturi de cuestă semicirculare (Irimuş, 1998). Afluenţii văilor radiar-divergente (Lodromanului, Cund, Valea Sărată, Idiciu, Valea Mică, Adămuş, Seleuş etc.), considerate de tip obsecvent, atacă fronturile cuestelor festonându-le şi întrerupând pe alocuri linearitatea lor (Irimuş, 1998). Aceleaşi văi, după autorul citat, dezvoltă în frontul cuestelor pâlnii cataclinale, închise de fronturi de cuestă secundare de tip unghiular.

Fronturile de cuestă din Dealurile Târnavei Mici, formate ca urmare a adaptării reţelei hidrografice la structură sunt de mai multe tipuri (Josan, 1979):

- liniare – sunt specifice văilor situate pe flancurile dezvoltate ale domurilor sau ale anticlinalelor diapire; ca exemple pot fi date de fronturile de cuestă care formează versanţii văilor de pe flancul de est al domului Delenii şi cele ale văilor din cadrul domului Filitelnic;

- sinuoase – sunt caracteristice cutelor diapire de la Ocna Mureş, ele rezultând în urma intersectării unor structuri succesive de către un râu (de exemplu, cuesta de pe Valea Fărău, şi cea de pe Valea Râtului);

- unghiulare - apar pe flancurile domurilor sau uneori chiar pe cele ale anticlinalelor diapire, din sectoarele de confluenţă ale râurilor, aşa cum sunt cele de pe Valea Râtului, între Lopadea Nouă şi Hopârta;

- semicirculare - se întâlnesc în bazinele superioare ale râurilor care au reuşit, prin eroziune regresivă, să depăşească zona centrală a unui dom; exemple tipice sunt fronturile de cuestă din bazinele superioare ale văilor Sărata (domul Delenii), Bazna (domul Bazna), Nadeş (domul Nadeş) şi parţial Valea Lungă (domul Tăuni); de asemenea, ele formează unul din versanţii văilor cu caracter inelar de la baza domurilor, cum este, de exemplu cazul Văilor Valea Lungă, aval de Tăuni şi Valea Pădure din domul Nadeş).

Urmărite în profil transversal fronturile de cuestă nu sunt uniforme, ele prezentând rupturi de pantă, datorită exitenţei unor polițe structurale, menţinute de prezenţa unor straturi, alcătuite din roci mai rezistente la eroziune, de tipul gresiilor sau nisipurilor (Josan, 1979), dispuse în alternanţă cu straturi mai friabile (marne şi argile). Aceste alternanţe, conform autorului citat, au cauzat pe alocuri formarea fronturile de cuestă etajate, aşa cum este cel de pe dreapta Văii Fărău sau de pe stânga Văii Iclod.

Comparativ cu fronturile de cuestă, care sunt foarte bine reliefate în Dealurile Târnavei Mici, suprafeţele structurale, din cauza eroziunii care avut loc, nu coincid decât parţial cu monoclinurile exterioare domurilor. S-a ajuns astfel ca pe marnele sarmaţiene şi pannoniene din perimetru domurilor Delenii, Cetatea de Baltă şi Nadeş, reversurile de cuestă să aibă caracter de suprafeţe cvasistructurale (Geografia României, III, 1987). Prezenţa faciesurilor predominat nisipoase a determinat transformarea lor prin procese de eroziune şi acumulare în glacisuri de

revers, marcate de deluvii groase, ca rezultat al alunecărilor consecvente (Geografia României, III, 1987).

Maniera de înfățișare a reliefului structural a fost influențată și de litologie, ai cărei caracteristică este alternanța unor straturi labile (marne, argile și nisipuri) cu straturi rezistente la eroziune (tufuri vulcanice și gresii) (Geografia României, III, 1987). În aceste condiții, conform sursei citate, pe anticlinalele și sinclinalele fasciculului diapir vestic, unde predominante sunt rocile mai puțin rezistente la eroziune, fronturile de cuestă sunt mai atenuate, iar linia profilului mai sinuoasă; în schimb, pentru structurile de tip dom, din partea centrală, caracteristice sunt cuestele simetrice (Delenii, Bazna, Filitelnic etc.), cu fronturi mult mai abrupte, susținute de tufurile vulcanice (fig. 6. 12). De asemenea, pe structurile sinclinale cuestele au fronturile opuse, iar monoclinurile largi converg către văi sau, în unele locuri, către aliniamente de creste care marchează inversiuni de relief (Geografia României, III, 1987).

Se poate concluziona că, în Dealurile Târnavei Mici, structura geologică imprimă văilor și interfluviilor un evident caracter asimetric (Josan, 1979). Un astfel de relief este prezent în cadrul majorității văilor, care s-au adaptat înclinării radiare a depozitelor geologice, în cadrul structurilor de tip dom. Fiind influențat de natura petrografică a rocilor, relieful structural este bine dezvoltat unde alternează nisipurile slab cimentate, marne și argile, în timp ce pe nisipuri sau numai pe marne, influențele petrografice fiind mai puternice, el este neexpresiv (Josan, 1979).

Și în ***Podișul Hârtibaciului*** relieful structural, format în urma dinamicii proceselor diapire, este reprezentativ în perimetrul domurilor, brahianticlinalelor și cutelor.

În partea sud-estică a podișului se remarcă prezența cutelor diapire, în timp ce în rest sunt prezente doar domuri. Dintre acestea se remarcă următoarele: Copșa Mică (fig. 6. 16), Noul Săsesc, Bunești, Ilimbav și Rodbav.

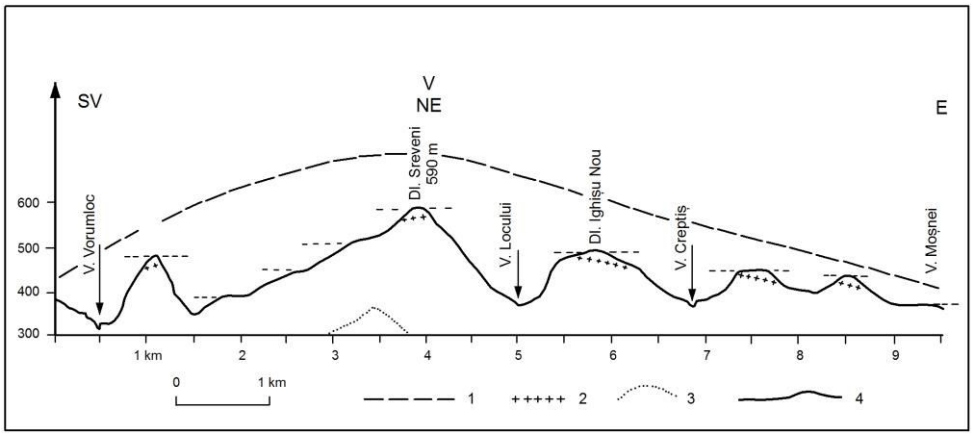


Fig. 6. 16. Profil geomorfologic prin domul Copșa Mică; 1 – limita altitudinală inițială a domului; 2 – Tuful de Ighiș; 3 – Tuful de Bazna; 4 – linia profilului (Irimuș, 1998, p. 129)

Domul Copșa Mică, localizat în partea nord-vestică a Podișului Hârtibaciului, se caracterizează, sub aspectul adaptării văilor la structură, printr-un stadiu avansat de evoluție, el fiind traversat în partea nordică de Târnava Mare (Irimuș, 1995). Alături de aceasta, în partea centrală a domului s-au adaptat următoarele văi: Viilor, Șomârdului, Ighișului, Ruptura etc., care în profil transversal sunt asimetrice. Dintre acestea Valea Șomârdului, prin adâncire în partea axială a domului, a schițat o butonieră incipientă (Gârbacea și Grecu, 1994).

La rândul său domul Noul Săsesc prezintă un relief structural asimetric, cu diferențieri între vestul și estul axului său, după cum se poate urmării pe direcția sud–sud-vest – nord-nord-est, între Noul Săsesc și Laslea (Gârbacea și Grecu, 1984). Prezența în cadrul acestei structuri a depozitelor pannoniene, relativ uniforme litologic și cu înclinări reduse ale flancurilor (1^{o} $40^{'}$), a determinat apariția unui relief tipic asimetric în cadrul văilor.

În consecință, văile de la vest de axul domului prezintă fronturi de cuestă bine dezvoltate, pe versantul stâng (Valea Roandolei, Valea Noul Săsesc, Valea Valchidului, Valea Caselor, Valea Biertanului), însoțite de suprafețe structurale. La est de axul domului, fronturile de cuestă sunt dezvoltate în schimb pe partea dreaptă a văilor: Haivalei, Mălâncravului, Felții, Dolei, Crișului, Iacobenilor, Fînețelor și Stejerenii (Gârbacea și Grecu, 1984).

Sub aspect structural fiecare din cele două flancuri ale domului, situate la vest și est de apex, pot fi considerate câte un domeniu aparte de modelare a unui relief monoclinal (Gârbacea și Grecu, 1984). Conform autorilor citați, pentru această structură, în apexul domului, nu s-a schițat încă procesul de formare a unei inversiuni de relief.

Domul Bunești, localizat în partea estică a podișului, se află într-un stadiu incipient de evoluție (fig. 6. 17), raportat la adaptarea rețelei de văi la structură. Dintre formele de relief structural se remarcă prezența fronturilor de cuestă, de tip liniar și festonat (pe văile Meșendorf și Lacului), la care se adaugă suprafețele cvasistructurale (Dealul Lacului, Dealul Râpilor etc.).

Domul Ilimbav este situat pe interfluviul dintre Olt și Hârtibaciu, fiind cel mai sudic din Depresiunea Transilvaniei (Grecu, 1992). El este un dom de joasă altitudine, fapt ce explică slabele sale influențe structurale în morfologia Podișului Hârtibaciului (Dealurile Făgetului).

Într-o situație oarecum asemănătoare se află și domul Rodbav, în cadrul căruia rețeaua de văi a scos destul de puțin în evidență structura, pe fondul unor valori reduse ale înclinării depozitelor (11^{o}) și a amplitudinii mici a bolții acestora (Irimuș, 1998). Se remarcă totuși relieful structural din văile Cincu și Rodbav, precum și a afluenților acestora, care sunt parțial adaptați la structură (fig. 6. 18).

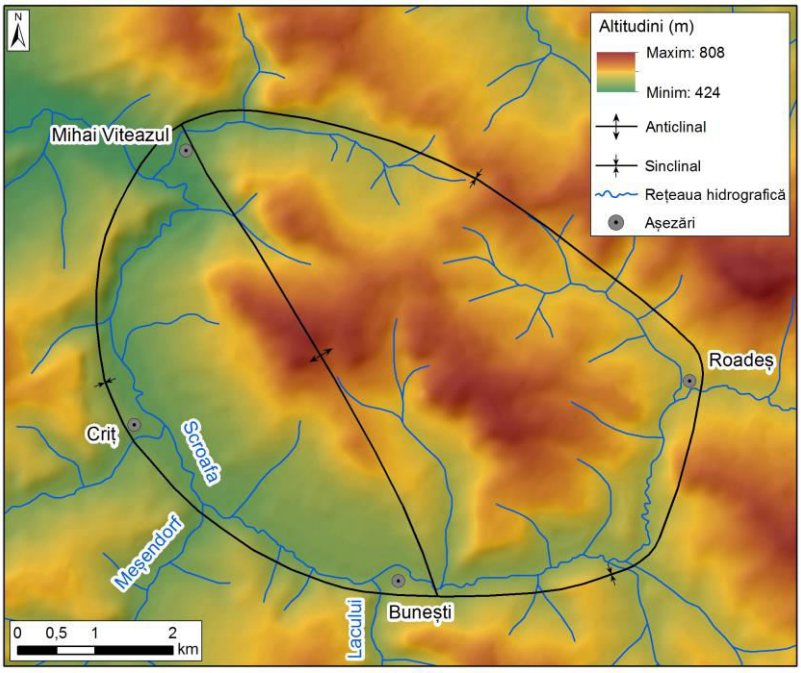


Fig. 6. 17. Adaptarea rețelei hidrografice la Domul Bunești

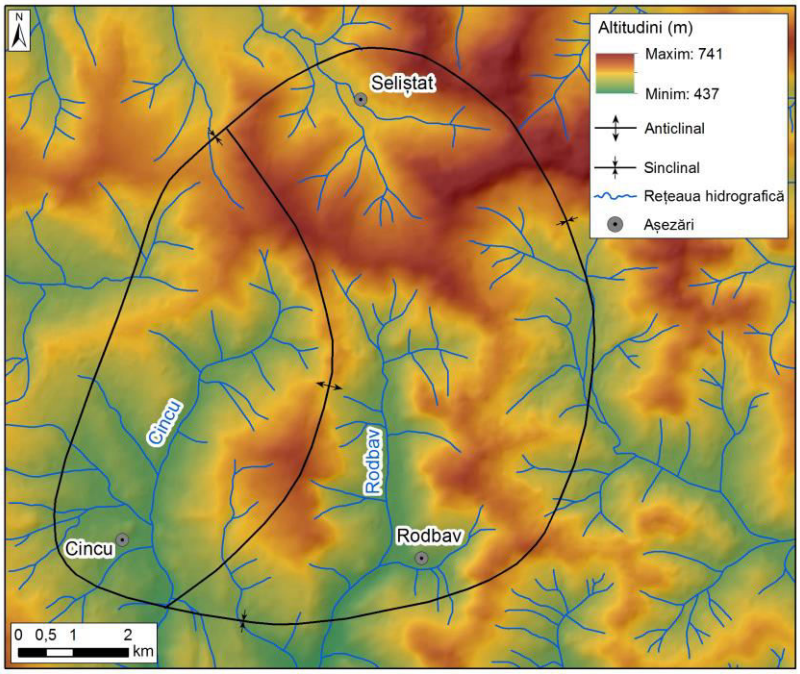


Fig. 6. 18. Adaptarea rețelei hidrografice la Domul Rodbav

Față de structura acestor domuri văile prezintă adaptări parțiale, fiind semiinelare la baza lor și radiar divergente pe flancuri. Dintre formele de relief ce evidențiază structura se remarcă în acest caz fronturile de cuestă și suprafețele structurale.

Fronturile de cuestă sunt prezente în văile de ordine superioare: Valea Viilor, Valea Șomârdului, Valea Ighișului (pentru domul Copșa Mică) Valea Richiș, Valea Biertan, Valea Roandola, Valea Mălâncrav, Valea Felții (pentru domul Noul Săsesc), Valea Meșendorf, Valea Lacului (pentru domul Bunești),Valea Satului, Valea Seacă (pentru Domul Ilimbav), Valea Rodbav și Valea Cincu (pentru domul Rodbav). Ele își păstrează caracterul linear pe lungimi relativi reduse, de ordinul sutelor de metri, deoarece sunt fragmentate de văi torențiale cu caracter obsecvent (Irimuș, 1998). Văile ce atacă regresiv apexul domului sunt închise de fronturi de cuestă circulare și semicirculare (Valea Rodbav, Valea Cincu) (Irimuș, 1998).

Reversurile de cueste, menținute pe suprafețe cvasistructurale se prezintă sub forma unor versanți prelungi.

Alături de văi, cele care au contribuit hotărâtor la punerea în evidență a domurilor și a formelor de relief structural care le însoțesc, un aport substanțial și-au adus procesele geomorfologice derulate pe suprafața versanților: deplasări în masă (Irimuș, 1996) și scurgerea apei pe versant.

Cutele diapire, cu toate că se întâlnesc atât în partea vestică, cât și în cea sud-estică a podișului, nu se impun în printr-o concordanță directă, pentru a genera un relief structural evident.

În partea vestică se remarcă anticlinalul Buia – Șalcău – Ghijasa de Sus, care poate fi urmărit pe toată lățimea bazinului Hârtibaciului, de la sud de localitatea Ghijasa de Sus (din Dealul Mormântul Mare de 624 m, de pe cumpăna Hârtibaciu – Târnava Mare), până la Benești și apoi mai spre est până la Vărd, de unde este orientat nord-sud, pe la est de domul Ilimbav (Grecu, 1992).

În partea nord-vestică a podișului, depozitele sunt cutate sub formă de anticlinale și sinclinale: anticlinalul Cașolț-Săcădate, anticlinalul Glâmboaca-Vurpăr, sinclinalul Slimnic-Vurpăr-Nou Român, anticlinalul Ghijasa de Jos, sinclinalul Colun-Fofeldea-Marpod, sinclinalul Alțâna, anticlinalul Mohu - Cașolț (Ilie, 1958; Grecu, 1992).

Alături de aceste structuri se mai remarcă următoarele (Grecu, 1992): anticlinalul Dealul Frumos (pornește de la sud domul Nou Săsesc, trece prin interfluviul dintre râurile Ruja și Proștea, pe la vest de localitățile Dealul Frumos, Merghindeal și prin Dealul Bloșelu de pe cumpăna dintre Hârtibaciu - Olt), sinclinalul Agnita – Veseud, anticlinalul Daia (este orientat nord-sud și începe la sud de localitatea Daia, trece prin satul Țeline, traversează Valea Sărătura și râul Hârtibaciu).

Dintre formele de relief evidențiate, de aceste structuri, se remarcă: culmi și vârfuri de anticlinal (Dealul Cornățelului, Dealul Tabăra – pe anticlinalul Cașolț - Săcădate; Dealul Curmătura – pe anticlinalul Ghijasa de Sus – Benești etc., martori structurali, văi de anticlinal (tipică este în acest sens Valea Hârtibaciului în aval de Benești; ea a rezultat în urma adâncirii râului în axul anticlinalului Ghijasa de Sus – Benești, față de care valea se consideră antecedentă; flancul nordic al anticlinalului este bine reliefat, el fiind mai înclinat, de unde aspectul de front de cuestă; afluenții de dreapta ai Hârtibaciului din acest sector – Zlagna și Bârghiș – fiind perpendiculari pe axul anticlinalului, au versanți abrupți, care le conferă caracterul unor mici clisuri), văi de sinclinal (Valea Morii în aval de Localitatea Movile) (Grecu, 1992).

Prezența structurilor diapire, în extremitatea sudică și estică a Podișului Hârtibaciu, se leagă de fasciculul diapir estic (dintre Șieu și Rupea) și de cel sudic, mai puțin schițat (desfășurat între Valea Avrigului și Valea Arpașului). Se remarcă în acest sens câteva anticlinale tăiate de Valea Oltului, care mai spre nord la Jibert devin plate (Irimuș, 1998). Fiind vorba de un efect diapir atenuat, structurile în cauză nu determină un relief specific, decât în vecinătatea Frontului de cuestă Nord-Făgărășan, aferent Depresiunii Făgăraș.

Cu toate că depozitele cutate diapir se prezintă sub formă de anticlinale și sinclinale, ele se nu se impun evident în relief, datorită slabei înclinări a flancurilor. În același timp, relieful structural din Podișul Hârtibaciului a fost influențat și de existența unei alternanțe de straturi cu diferențe reduse a rezistenței la eroziune (marne, nisipuri slab cimentate, argile, conglomerate, gresii etc.) la care se adaugă lipsa unor straturi mai dure, pe care să se mențină suprafețe structurale tipice (Grecu, 1992).

În ***Podișul Secașelor*** relieful structural asociat cu dinamica sării este datorat prezenței fasciculelor de cute diapire, din vestul Depresiunii Transilvaniei.

Structurile respective au fost scoase în evidență de către rețeaua hidrografică, care chiar dacă și-a păstrat orientarea inițială, pe măsură ce le-a intersectat a fost nevoită să se adapteze.

Relieful aferent structurilor diapire este specific îndeosebi părții sud-vestice a Podișului Secașelor, unde Secașul Mare traversează o succesiune de sinclinale și anticlinale, orientate nord-est – sud-vest (anticlinalul Daia Română, anticlinalul Doștat – Miercurea Băi, anticlinalul Slatina, sinclinalul Doștat – Șpring, sinclinalul Drașov - Șpring), care nu depășesc, în general, actuala cumpănă de ape dintre cele două Secașe (Raboca, 1995). Adaptarea rețelei hidrografice la axul anticlinalului Doștat – Miercurea Băi a condus la formarea unei cvasibutoniere, localizată în bazinul superior al văii Doștat.

Cu toate că au o extensiune mai redusă, cutele diapire sunt prezente și în partea estică a podișului, acolo unde există două sinclinale: Broșteni - Hașag (orientat nord-vest – sud-est) și Topârcea – Alămor (orientat perpendicular pe

primul, adică sud-vest – nord-est) (Raboca, 1995). Structurile respective, conform autorului citat, au fost intersectate oblic de către afluenții Secașului Mic, fapt care a determinat formarea unor fronturi de cuestă paralele. La acestea se adaugă anticlinalul Cenade – Soroștin, peste care se suprapune, în mare parte, interfluviul dintre Târnava Mare și Secașul Mic.

În **Dealurile Bistriței** prezența reliefului structural, pe filieră diapiră, se leagă de prezența cutelor din partea estică a Depresiunii Transilvaniei, ce se extind la nord de Culoarul Mureșului, în Culmea Șieului și prelungirile acesteia, până la nord de râul Șieu.

Masivitatea reliefului din ***Culmea Șieului***, localizată în partea sud-estică a Dealurilor Bistriței, este datorată atât caracterului tectonic, cât și durității rocilor antrenate în procesul de cutare (conglomerate badeniene) (Gârbacea, 2015).

În cazul Culmii Șieului este vorba de o cută falie, menținută în relief de conglomeratul de Jabenița, de vârstă badeniană. Prin faptul că este rezistent la eroziune, se explică menținerea unor culmi înalte (Gârbacea, 2015), cu altitudini de peste 640 m (647 m în Vârful la Râpă, 684 în Dealul Făget, 744 în Dealul Bura etc.).

Acestea corespund anticlinalelor (Bârla-Uila și Teaca), cu axul format din sâmburi de sare, însă pe a căror flancuri, alături de conglomeratul de Jabenița, apar și alte roci dure, de vârstă badeniană, între care se remarcă Tufu de Dej (Gârbacea, 2015). Urmărită în profil transversal Culmea Șieului este asimetrică. Versantul nordic coboară domol spre Valea Șieului, în timp ce versantul sudic este mai abrupt, dominând altitudinal Câmpia Transilvaniei. Contactul între cele două unități morfostructurale corespunde unei linii tectonice, falia longitudinală Pintic-Batoș, în lungul căreia Badenianul încalecă depozitele sarmațiene ale câmpiei.

Pe flancul nordic al anticlinalului, între Posmuș și Culoarul Mureșului, rețeaua hidrografică s-a adaptat la structură formând văi subsecvente (Gârbacea, 2015), străjuite de fronturi de cuestă și suprafețe structurale.

Între anticlinalele Bârla – Uila și Teaca este prezent sinclinalul Jeica, format din depozite sarmațiene friabile dispuse succesiv (gresii, nisipuri și marne), în cadrul căruia se remarcă prezența unui relief cu altitudini de 400 – 450 m; versanții înregistrează valori reduse ale declivității, iar văile care îl drenează sunt din categoria celor mature (Gârbacea, 2015).

În ***Dealurile Ghindei***, din partea centrală a Dealurilor Bistriței se remarcă prezența sinclinalului Sigmir (traversat aproape perpendicular de Valea Bistriței) și anticlinalul Bârla - Uila (Gârbacea, 2015).

În ***Depresiunea Dumitrei***, din partea nordică a Dealurilor Bistriței, formațiunile geologice sunt cutate sub formă de anticlinale și sinclinale largi, orientate nord-vest – sud-est: anticlinalul Slătinița, sinclinalul Tărpiu, anticlinalul Tăuri, sinclinalul Sigmir, în ordinea lor de la est la vest (Gârbacea, 2015). În axele sinclinalelor, conform autorului citat, existența rocilor mai rezistente la eroziune,

a determinat apariția inversiunilor de relief structural, de tipul sinclinalelor suspendate, care se prelungesc și în afara depresiunii; cel mai tipic exemplu în acest sens fiind Dealul Cetății (680 m), din subunitatea morfostructurală Dealurile Cetății. Valea Rosua, principala arteră hidrografică a depresiunii, traversează perpendicular aceste cute, motiv pentru care nici ea și nici afluenții ei nu sunt adaptați la structură. Doar în partea vestică a acestei depresiuni, unde cutele sunt orientate de la nord la sud, relieful structural este mai expresiv. De exemplu, valea largă a Șieului între Cristur-Șieu și Șintereag urmărește fidel zona anticlinală Șieu-Tăure (continuarea la nord de Șieu a anticlinalului Bârla - Uila) (fig. 6. 19), prelungită spre nord cu bazinetul depresionar Tăure, format tot în cuprinsul acestui anticlinal (Gârbacea, 2015).

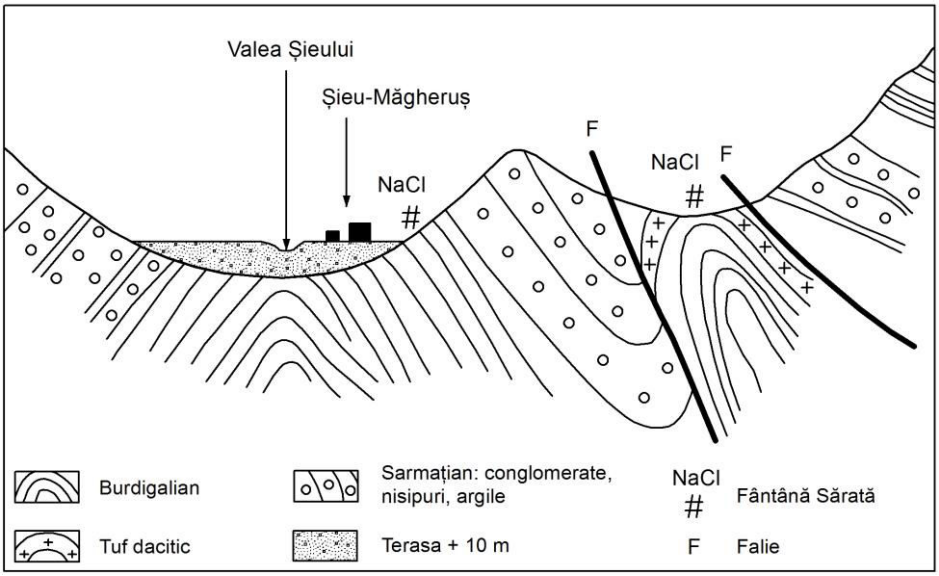


Fig. 6. 19. Profil transversal peste Valea Șieului la Șieu-Măgheruș (Wachner, 1929, citat de Gârbacea, 2015, p. 69)

Cutele diapire din **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt** reprezintă o continuare a celor care vin dinspre Dealurile Bistriței (Culmea Șieu - Sinioara).

Relieful structural din această unitate morfostructurală se leagă de prezența cutelor diapire din estul Depresiunii Transilvaniei. Structurile respective sunt ordonate spațial, după direcția cristalinului Munților Perșani, afundându-se succesiv dinspre sud către nord, sub formațiunile vulcanice ale Munților Harghita și Gurghiu (Geografia României, III, 1987). Din acest motiv, conform sursei citate, fasciculul de cute din estul Depresiunii Transilvaniei, bine dezvoltat în sectorul Homoroade – Odorheiu Secuiesc, se restrânge foarte mult în bazinul Târnavei Mici și al Mureșului, recâștigând lățime doar în Dealurile Bistriței (Culmea Șieului și prelungirea ei spre

nord), unde se dezvoltă în corelație cu flișul Munților Bârgău, și mai puțin cu alura tectonică a Munților Căliman.

Cutele prezintă deformări locale atât din cauza sâmburilor de sare, formați pe linii de falii (Homorod, Mărtinești, Praid), cât și dislocărilor disjunctive, care au afectat depozitelor mio-pliocene (la sud de Odorheiu Secuiesc, în lungul văii Gurghiului, la Jabenița) (Geografia României, III, 1987). Pe alocuri straturile au fost redresate până la verticală, așa cum s-a întâmplat la Praid, când nucleul diapir a ajuns până la suprafață (fig. 6. 20). Spre Podișul Târnavelor, cutele din estul depresiunii diminuează, luând aspectul de brahianticlinale, (de exemplu la Teleac, Vărgata, Fântânele etc.) (Geografia României, III, 1987).

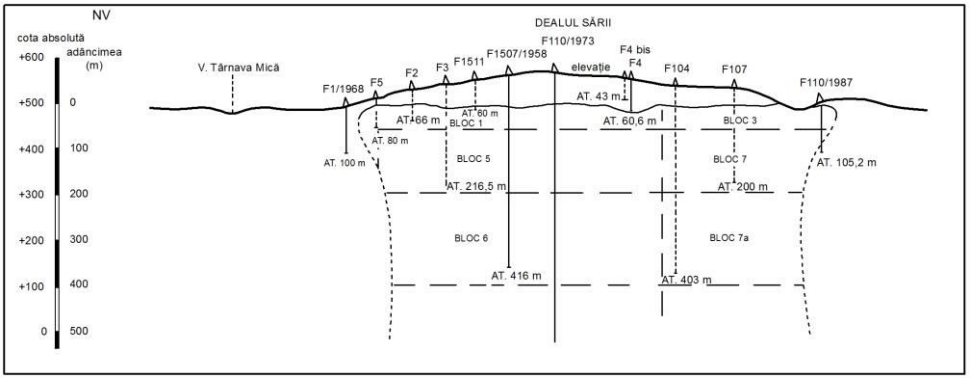


Fig. 6. 20. Profil transversal prin diapirul de la Praid (Horvath, 1998, citat de Irimuș, 1998, p. 76)

Prezența cutelor diapire din, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, sub forma unei alternanțe de anticlinale și sinclinale, a determinat dezvoltarea unui relief structural aparte, caracterizat pe existența mai multor șiruri de depresiuni, dispuse în alternanță cu unități deluroase, cu aspect de culme sau chiar de masiv.

Se remarcă în acest sens un prin sir de depresiuni, cu caracter submontan: Hoghiz (pe Homoroade), Odorheiu Secuiesc (pe Târnava Mare), Praid – Sovata (pe Târnava Mică) și Vălenii de Mureș (pe Mureș). Aceste depresiuni sunt doar parțial concordante cu structura, datorită implicațiilor introduse de aglomeratele vulcanice, care depuse ulterior cutării straturilor, au avut grosimi inegale raportat la structură (mai groase în sinclinale și mai subțiri pe anticlinale), așa cum este în cazul Depresiunii Odorheiu Secuiesc. Comparativ cu aceasta Depresiunea Praid – Sovata este discordantă cu structura, fiind sculptată în bolta unui anticlinal străpuns diapir (Mac, 1972; Geografia României, III, 1987).

Spre Podișul Târnavelor, la estul depresiunilor menționate, se remarcă o serie de culmi înalte cum sunt: Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m), Firtuș (1.060 m), Măgura Rez (932 m), Dealul Pietriș (838 m), Cetatea Bădeni (854 m) etc.,

care nu reprezintă altceva decât resturi ale cutelor diapire, ramase în urma adaptării văilor la structură. Doar pe alocuri ele reprezintă bolți ale anticlinalelor (Cetatea Bădeni și Rez), fiind mai degrabă sinclinale sau flancuri de sinclinale suspendate (Piatra Șiclodului și Vârful Bicheș), motiv pentru care privite dinspre vest se au forma unor fronturi abrupte de cuestă, al căror parte superioară este menținută de resturile cuverturii de aglomerate vulcanice (Mac 1972; Geografia României, III, 1987).

În partea vestică a acestor culmi, la contactul cu Podișul Târnavelor au fost sculptat un alt șir de depresiuni: Rupea, Beia, Cristurul Secuiesc, Sângeorgiu de Pădure, Reghin etc., cei drept de anvergură mai redusă, pe măsură ce are loc trecerea de la cute diapire la structuri de tip brahianticlinal și dom.

Dispunerea orizontului de aglomerate vulcanice, peste depozitele cutate diapir, a complicat evoluția reliefului, în sensul că doar pe alocuri se poate vorbi de o concordanță directă între anticlinale și dealuri, respectiv sinclinale și văi sau depresiuni.

Prezența orizontului de aglomerate vulcanice a determinat ca inițial văile să se adapteze stilului tectonic al acestora și abia ulterior, după erodarea și îndepărtarea lor, să se facă simțită influența structurală a cutelor diapire, care a fost evidențiată îndeosebi de văile secundare (Mac, 1972).

În acest context, îndepărtarea aglomeratelor vulcanice a avut loc întâi de la partea superioară a anticlinalelor (unde se pare că erau mai subțiri), în detrimentul cărora au fost sculptate culoare de vale și depresiuni, în timp ce sinclinalele, unde grosimea aglomeratelor vulcanice era mai mare, au rămas suspendate, generând inversiuni de relief (Mac, 1972; Posea et al., 1974).

Dintre elementele de detaliu, ale reliefului structural din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, se remarcă: fronturile de cuestă, suprafețele structurale, abrupturile etc.

Fronturile de cuestă și abrupturile, din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, sunt rezultatul direct al inversiunilor de relief (Mac, 1972), provenite în urma erodării cutelor diapire, prin adaptarea rețelei hidrografice la structură.

Aliniamentul principal de fronturi de cuestă, format în urma erodării unui anticlinal diapir, începe din Valea Saschizului, se continuă în Valea Architei și a Târnavei Mari (la Beteşti și Porumbenii Mici), apoi în Dealurile Bezidului (subunitate a Dealurilor Praidului) și pe Valea Târnavei Mici (între Sângeorgiu de Pădure și Trei sate), după aceea pe Valea Nirajului (la Miercurea Nirajului) și afluentul său, pârâul Hodoșa, pentru a se extinde apoi pe cursurile văilor Beica, Teleac, Ilioara, până în Culoarul Mureșului (Mac, 1972). Pe alocuri, unde boltirea anticlinalului atinge valori maxime, înălțimea frontului de cuestă este de 150 – 200 m și se prezintă etajat.

Fronturi de cuestă bine conturate, dispuse față în față, se remarcă și în Valea Homorodului, care a rezultat în urma erodării unui anticlinal. Cele de pe versantul

drept sunt mai proeminente şi aranjate pe două niveluri (Mac, 1972): frontul de cuestă superior Gherghelău – Nădăşcut (menţinut pe conglomerate pannoniene şi sarmaţiene, expune un abrupt structural de circa 200 m) şi frontul de cuestă inferior (menţinut pe tufurilor badeniene a fost evidenţiat de afluenţii Homorodului Mare). În Valea Homorodului Mic, se remarcă frontul de cuestă de pe dreapta văii, între Mereşti şi Crăciunel.

Alături de fronturile de cuestă majore, dispuse în lungul principalelor aliniamente de cute sunt şi fronturi de cuestă secundare, care dau o notă aparte morfologiei locale. În funcţie de forma de dispunere a frontului ele sunt: în arc, semicirculare, rectilinii şi unghiulare (Mac, 1972).

Pe lângă fronturile de cuestă, determinate de cutele diapire, se remarcă şi cele de la contactul cu Podişul Târnavelor, date de dispunerea monoclinală a depozitelor pannoniene; ele au fost puse în evidenţă mai ales de eroziunea de obârşie a unor afluenţi secundari, fixaţi pe contactul dintre pannonian şi suprafaţa existentă anterior depunerii lui, pe care o îmbrăcă discordant (Posea et al., 1974).

Fonturile de cuestă sunt însoţite şi în acest caz de suprafeţe structurale, care de cele mai multe ori domină interfluviile majore, menţinute de aglomerate vulcanice, conglomerate, gresii şi nisipuri uşor cimentate (Posea et al., 1974). Se remarcă în acest sens platourile vulcanice Corund, Lueta şi prelungirile lor din bazinul Homoroadelor, la care se adaugă partea superioară a măgurilor Rez, Firtuş, Şiclod şi Bichiş, precum şi podurile litologice de pe conglomeratele pannoniene din dealurile: Lict, Vârful Tare, Cetatea Bădeni, Bezidului, Sângeorgiului de Pădure şi Teleacului, considerate suprafeţe structurale primordiale (Mac, 1972). La acestea se alătură suprafeţele structurale derivate (predominante în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt), menţinute pe conglomerate, gresii şi nisipuri slab cimentate. În categoria lor se remarcă dealurile: Saschizului, Beii, Pădurea Mare, Doi Gemeni, Gherghelău, Ticuşului etc. (Mac, 1972).

Relieful structural din **Depresiunea Făgăraş**, aferent manifestărilor diapire, s-a format pe seama fasciculului de cute din partea sudică a Depresiunii Transilvaniei.

Succesiunea de anticlinale şi sinclinale, orientate nord-nord-vest – sud-sud-est, se poate urmării în cadrul Frontului de cuestă Nord-Făgărăşan, acolo unde procesele diapire au generat cutarea slabă a monoclinului sud transilvan (Popescu, 1990). La nivelul acestuia se remarcă următoarele forme de relief specifice structurilor cutate (Popescu, 1990):

- văile de sinclinal Secării şi Cincului, puţin evidenţiate din punct de vedere geomorfologic datorită înclinării foarte slabe a flancurilor sinclinale şi impunerii cu precădere a reliefului structural monoclinal;

- văile de anticlinal Dosului şi Noului, dezvoltate pe anticlinalele Vurpăr – Glimboaca – Sărata şi Ilimbav – Noul Român – Arpaş; se remarcă prin cueste faţă

în față cu înălțimi relative de 50 – 75 m, mai evidente la secționarea Frontului de cuestă Nord-Făgărășan, în dreptul localităților Glâmboaca și Nou Român;

- văile de flanc, dezvoltate pe flancurile anticlinalelor sau sinclinalelor; au caracter de văi subsecvente: Valea Hotarului – frontul de cuestă pe versantul vestic; văile Strâmturi, Merilor, Nucilor și Fermelor – fronturi de cuestă pe versanții estici; văile Întrepăraie și Răzoare situate la nord de Rucăr – fronturi de cuestă pe versanții vestici;

- culmile și vârfurile de anticlinal: Dealul Tabăra – Dealul Coastei, conformă anticlinalului Săcădate – Avrig – Blidării; Dealul Curmătura – anticlinalul Ilimbav – Nou Român și vârful Malului – anticlinalul Rucărului;

- culmile de sinclinal: Dealul Pietrii – Dealul Olemor – corespunzător sinclinalului Vârful Pietrii – Dealul Mesteacănului, situat la est de Bradu și Dealul Chicera – sinclinalul Săsăuș – Arpașu de Jos; versanții estici și vestici ai acestora au aspect de front cuestă;

Din cele notate mai sus se poate deduce că văile obsecvente, față de structura majoră a monoclinului sud transilvan, pot să devină văi de sinclinal, de anticlinal sau de flanc față de structura secundară cutată (Popescu, 1990).

Cutele diapire, din fasciculul vestic a Depresiunii Transilvaniei, au generat forme de relief structural și în **Podișul Măhăceni**. Se remarcă în acest sens prezența anticlinalelor Ocna Mureș – Turda și Călărași, situate la est de Valea Unirea (Onac, 2010). Primul dintre ele se suprapune interfluviului dintre Valea Unirii și Valea Groapa Feldioara, iar al doilea Dealului Călărași, cu rol de interfluviu între Valea Groapa Feldioara și Valea Grindu.

6.1.5. Relieful altor structuri

Alături de structurile care dau un relief specific pe suprafețe extinse, în Depresiunea Transilvaniei, mai există și altele, care local se impun printr-un relief aparte. În categoria lor se includ: structurile orizontale, structurile magmato-vulcanice și structurile vulcanilor noroioși.

A. Relieful structurilor orizontale

Prezența structurilor orizontale sau tabulare, în Depresiunea Transilvaniei, se leagă de existența unor straturi geologice dispuse orizontal; declivitatea lor se menține sub 1°, de unde și atributul de straturi aclinale.

În depresiune cu toate că există structuri tabulare, prin faptul că ocupă suprafețe reduse, relieful condiționat de ele nu se impune sub aspect morfologic, pentru a da o notă de specificitate, cu excepția unor subunități din Podișul Someșan (Dealurile Clujului și Dejului).

Referitor la situaţia din Podişul Someşan, chiar dacă se consideră că depozitele paleogene au fost depuse iniţial sub forma unor structuri tabulare, în urma mişcărilor tectonice au ajuns să încline cu 5 – 10º, către centrul depresiunii (Ilie, 1958).

Formarea unui relief expresiv pe aceste structuri este mult influenţată de existenţa unei alternanţe de straturi cu durităţi şi grosimi diferite. Evidenţierea unui astfel de relief în depresiune a avut loc iniţial prin adaptarea văilor la structură, pentru ca apoi să se continue prin intermediul proceselor de versant.

Dintre formele de relief, care pot rezulta în urma modelării structurilor orizontale (suprafeţele structurale, văi, terasele structurale, brânele, polițele, martorii structurali, abrupturile, cornişele etc.), în Depresiunea Transilvaniei se remarcă doar prezenţa unei morfologii de detaliu de tipul: teraselor structurale, polițelor structurale, brâne structurale şi cornişelor. Astfel de forme de relief sunt specifice versanţilor din văile: Borşei, Lunei şi Lujerdiului, unde sunt menţinute de gresii şi tufuri, considerate orizontale.

B. Relieful structurilor magmato-vulcanice

În Depresiunea Transilvaniei, o categorie aparte de structuri, o formează cele magmato-vulcanice. La zi ele apar la Ciceu şi Rupea. Prezenţa lor se leagă mişcările tectonice, care au afectat fundamentul şi cuvertura sedimentară, de-a lungul unor fracturi majore sau de ordinul I (G_8, G_9, G_{10} etc.) (Gavăţ et al., 1969).

Caracteristicile geochimice ale vulcanitelor din **Măgura Ciceului** (riolite calco-alcaline) atestă proveniența dintr-un material de origine profundă, topit la nivelul inferior al crustei şi expulzat printr-un proces freatomagmatic intraplacă de tip plinian (Mârza şi Mirea, 1991). Forma alungită a masivului de la Ciceu, flancată de abrupturi, ce depăşesc cu 200 – 250 m altitudine celelalte culmi, formate pe depozite sedimentare badeniene, sugerează o dezvoltarea lineară intraplacă a vulcanismului (Mac şi Hosu, 2002). Magmele au pătruns neuniform de-a lungul acestei deschideri, generând măguri vulcanice cu altitudini de peste 700 m (Vârful Pietrii 724 m, Măgura 753, Spânzu 733 m, Colţul Pietrelor 705 m etc.), orientate nord-vest – sud-est. Toate aceste vârfuri contrastează cu relieful înconjurător format pe depozite sedimentare, dar fără să prezinte o morfologie vulcanică tipică, cu excepţia Vârfului Spânzu, care aspectul unui neck înconjurat de abrupturi (Savu, 1963).

Eruptivul de la **Rupea**, caracterizat de o petrografie variată (andezite, bazalte etc.) reprezintă prelungirea vestică a complexului vulcanogen Racoş – Hoghiz – Veneţia. El nu se impune în relief printr-o morfologie specifică, din cauza acoperirii în mare parte de depozite badeniene.

Alături de relieful măgurilor vulcanice izolate, de tipul celor menţionate anterior, erupţiile vulcanice din Carpaţii Orientali au determinat formarea unor

platouri vulcanice, alcătuite din aglomerate vulcanice, în partea estică a depresiunii. Cu toate că inițial acestea se extindeau pe lungimi de ordinul kilometrilor, spre interiorul depresiunii, din ele se mai păstrează doar resturi în Dealurile Bistriței (Piatra lui Iacob, 948 m) și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Vârful Bichiș, 1.080 m; Vârful Șiclod, 1.028 m; Vârful Firtuș, 1.060 m etc.). Datorită durității rocilor, din componența lor (fragmente de andezit cu amfibol și piroxen, prinse într-un ciment piroclastic grosier sau fin cineritic) (Ciupagea et al., 1970), marginile acestora au aspectul unor fronturi de cuestă, prin intermediul cărora domină teritoriile înconjurătoare, formate din depozite sedimentare specifice Depresiunii Transilvaniei.

C. Relieful vulcanilor noroioși

Prezența vulcanilor noroioși în Depresiunea Transilvaniei este favorizată de existența unor fracturi, în lungul cărora au loc emanații de gaze ce antrenează spre suprafață ape de zăcământ și noroi.

Așa cum am precizat și când am discutat de procesele asociate vulcanilor noroioși, aceștia se găsesc în următoarele locații: Măhăceni, Dumbrava, Aiud, Bețа, Sâncel, Lupu, Cenade, Soroștin, Hașag, Loamneș, Ghijasa de Sus, Gușterița, Sărmășel, Reghin, Morăreni, Mihăileni, Cobătești, Mărtiniș, Târnovița, Forțeni, Sâmbătești, Pogăceaua, Șincai, Reghin, Sânger, Corund, Homorod, Făgăraș, Avrig, Saschiz, Țelina Apold, Șaeș etc. (Ciupagea et al., 1970; Mac, 1972; Irimuș, 1998).

Din urmărirea acestor locații rezultă că ei se înșiră pe linia anticlinalelor diapire sau pe bolțile domurilor centrale (Ilie, 1958).

Dintre formele de relief care rezultă în urma manifestării vulcanilor noroioși se remarcă conurile. Ele de obicei au înălțimi de 1 – 2 m, în unele cazuri chiar mai mult și prezintă la partea superioară un crater umplut cu noroi, prin intermediul căruia gazele migrează spre suprafață.

În formarea vulcanilor noroioși au fost deosebite trei faze: incipientă (când depunerea noroiului poate fi radială sau bombat excentrică, în funcție de configurația terenului), al formării propriu-zise (când conul se consolidează, iar craterul se lărgește) a stingerii și colmatării, care începe o dată cu dispariția gazelor (Mac, 1972).

Alături de conuri sunt prezente și forme depresionare, a căror suprafață variază de la câțiva m^2 până la peste 50 – 60 m^2; în cadrul lor gazele provenite din interior bolborosesc în apa care stagnează; se remarcă în acest sens cele de la Sâncel și Soroștin.

Concluzie. La finalul acestui capitol, dedicat reliefului structural, se poate conchide că trăsăturile de ansamblu ale reliefului, din Depresiunea Transilvaniei, sunt rezultatul adaptării văilor la structurile monoclinale, boltite, cutate și diapire. Dintre

acestea structurile monoclinale şi cutate normal predomină în Podişul Someşan, în timp ce structurile diapire (cute, domuri şi brahianticlinale) sunt caracteristice în Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor, Dealurile Bistriţei şi Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt. Celelalte tipuri de structuri (orizontale, magmato-vulcanice etc.), deoarece ocupă suprafeţe reduse, dau nota de specificitate morfologiei doar la nivel local.

6.2. RELIEFUL PETROGRAFIC

Interacţiunea care are loc între agenţii externi şi roci determină formarea unor tipuri de relief, a căror caracteristici sunt influenţate de rocă şi de constituţia ei.

Rezultatul acestei interacţiuni a cauzat dezvoltarea unor forme de relief, cu un specific aparte, care se evidenţiază uşor în peisajul geomorfologic. Aceasta este numit petrografic sau litologic, iar în categoria lui intră totalitatea formelor de relief, a căror geneză, evoluţie şi aspect sunt determinante preponderent de tipul şi proprietăţile rocilor.

Relieful petrografic va fi cu atât mai evident, cu cât suprafaţa ocupată de roca, pe baza cărei s-a format, este mai extinsă şi cu cât proprietăţile ei, de reflectare în morfologie, sunt mai pronunţate (Posea et al., 1974).

Cu toate că pe întreaga suprafaţă a depresiunii, fie la zi, fie sub orizontul de sol, există roci foarte diverse, doar pe alocuri relieful este în totalitate unul petrografic, în adevăratul sens al cuvântului. În rest, natura petrografică a substratului este mai puţin implicată direct în morfologie, prioritate având relieful structural şi cel format în urma dinamicii proceselor geomorfologice actuale, care la rândul lor sunt influenţate şi de tipul şi modul de dispunere a rocilor.

În aceste condiţii între relieful structural şi cel petrografic există o legătură directă. De exemplu, în cazul rocilor sedimentare neconsolidate, dar depuse sub forma de structuri (monoclinale, cutate etc.), relieful structural este evidenţiat, alături de modelarea fluvială, de cele mai multe ori de alternanţa unor roci cu duritate şi compoziţie diferită. Un bun exemplu, în acest sens, îl reprezintă Culoarul Someşului, sectorul Dej şi Jibou, care la partea inferioară prezintă o morfologie de detaliu influenţată atât de structură (defileul de la Rus este rezultatul intersectării anticlinalului Rus –Dăbâceni – Frâncenii de Piatră – Baba), cât şi de petrografie (în sectoarele înguste - Răstoci–Cormeniş şi Surduc–Var - este adâncit în calcare şi gresii).

În urma unei analize a tipurilor de roci, aferente formaţiunilor care apar pe harta Geologică a României (scara 1:200.000), făcute cu ajutorul unui soft GIS, din cei 24.651 km^2, cât are depresiunea, 19.840 km^2 (80,4%) sunt ocupaţi de roci friabile şi solubile de tipul: aluviunilor (24 km^2), argilelor (5.840 km^2), calcarelor (423 km^2), depozitelor deluviale, coluviale, proluviale şi loessoide (2.387 km^2),

sării (15 km^2), marnelor (2.989 km^2), nisipurilor (1.160 km^2) şi pietrişurilor (7.003 km^2). Restul suprafeţei (4.811 km^2, adică 19,6%) revenind: amfibolitelor, andezitelor, bauxitelor, bazaltelor, conglomeratelor, dacitelor, dioritelor, flişurilor, formaţiunilor vulcanogen-sedimentare, granitelor, granodioritelor, micaşisturilor, şisturilor, tufurilor etc.

Această distribuţie nu face decât să evidenţieze petrografia foarte variată a depozitelor şi susceptibilitatea lor la procesele geomorfologice. Prin derularea acestora s-a ajuns ca pe anumite tipuri de roci să se formeze un relief petrografic, care pe alocuri dă nota de specificitate a morfologiei.

Dintre tipurile de relief petrografic se remarcă următoarele: relieful format pe argile şi marne, relieful format pe gresii şi conglomerate, relieful carstic (format pe calcare şi sare) şi relieful format pe tufuri. La acestea pot fi adăugate şi alte tipuri de roci, cum ar fi aglomeratele vulcanice, pietrişurile, nisipurile etc., care participă indirect la morfologia Depresiunii Transilvaniei.

6.2.1. Relieful format pe argile şi marne

Argilele şi marnele, fiind roci detritice necimentate, cu diametrul particulelor de sub 0,01 mm, au în componenţă o serie de minerale (montmorilonit, beidelit, illit, caolin, haloizit etc.), rezultate din alterarea rocilor preexistente. La acestea se adaugă limonit, clorit, cuarţ, muscovit, silice coloidală, carbonaţi şi substanţe organice. Toate acestea, alături de modul de formare, determină ca ele să fie friabile (caracterizate de legături fizice şi chimice instabile, cu un grad de absorbţie crescut), impermeabile şi să aibă coerenţa indecisă. Prin îmbibarea cu apă rocile argiloase cresc în volum, îşi modifică forma de zăcământ prin gonflare, fapt care le determină să devină plastice. Efectul invers, şi anume pierderea rapidă a apei determină reducerea volumului, care este însoţit de contracţii şi fisurarea rocii, ceea ce o face foarte susceptibilă la antrenare de către agenţii, care stau la baza proceselor geomorfologice.

Pornind de la proprietăţile rocilor argiloase şi marnoase, agenţii externi, care acţionează asupra lor, determină o morfologie distinctă a substratului, îndeosebi la nivel de detaliu. Se ajunge ca în condiţiile unui exces de umiditate acesta să fie modelat de şiroire, ravenare, solifluxiune, curgeri noroioase, alunecări de teren etc., pe când în condiţii aride şi semiaride să aibă loc o fragmentare sub formă de poligoane, rezultând relieful de takâre (termen folosit în stepa est-europeană) sau de coşcove (termen folosit în România).

Principalele **forme de relief** care se dezvoltă pe argilele şi marnele din Depresiunea Transilvaniei sunt:

- *ogaşele şi ravenele* se formează îndeosebi pe versanţii despăduriţi şi utilizaţi agricol (păşunat şi cultura plantelor prăşitoare), în condiţiile unor ploi cu caracter

torențial, ce se înregistrează în sezoanele de tranziție (când substratul nu este acoperit de un înveliș vegetal consistent), precum și în cel estival;

- *curgerile noroioase* sunt rezultatul înmuierii excesive a argilelor, care încep să se deplaseze gravitațional, pe suprafețe cu valori mari ale înclinării, sub forma unor alunecări de tip curgere;

- *alunecările de teren* reprezintă procesul și forma de relief cea mai des întâlnită pe terenurile argiloase și marnoase din depresiune. Ele sunt rezultatul îmbibării orizonturilor superioare ale pachetului de roci, care în urma gonflării își modifică volumul, sunt săltate în profilul versantului și apoi alunecă gravitațional;

Toate aceste forme de relief se întâlnesc în majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii, atunci când sunt îndeplinite condițiile genezei lor, fiind totuși mai evidente în: Câmpia Transilvaniei, Podișul Someșan, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor, Dealurile Bistriței, Depresiunea Apold, Podișul Măhăceni, Masivul Feleacului, Depresiunea Almaș-Agrij etc.

Dintre unitățile morfostructurale unde relieful petrografic, condiționat de argile și marne, este cel mai bine evidențiat, se distinge **Câmpia Transilvaniei**. Acest lucru este favorizat și de valoarea redusă a exprimării structurii în morfologie, care să dea un relief proeminent, pe suprafețe extinse. În această situație, cea care se impune, dictând tipologia proceselor geomorfologice și caracteristicile reliefului, este petrografia. În cadrul ei, alături de argile și marne, sunt prezente și alte tipuri de roci (șisturi marnoase, nisipuri, gresii, conglomerate, orizonturi de tufuri etc.), dispuse alternativ. Tocmai această alternanță de roci, cu rezistențe diferite la eroziune, determină ca stabilitatea terenurilor să fie mult afectată (Geografia României, III, 1987), dovadă stând numeroasele alunecări de teren (4.109 au fost vectorizate de pe imagini satelitare) (Roșian et al., 2016), la care se adaugă ravene și suprafețe însemnate afectate de denudare peliculară (produsă de cele mai multe ori chiar pe râpele de desprindere a alunecărilor). Pe o astfel de petrografie alunecările de teren sunt foarte variate ca formă, începând de la cele superficiale în brazde și până la cele masive de tip glimee.

Prezența în această unitate morfostructurală a interfluviilor cu altitudini de sub 500 m, separate de văi largi, sugerează un stadiu înaintat de evoluție, la care a contribuit cu siguranță și petrografia.

Influențele petrografiei se resimt și la sud de unitatea menționată anterior, și anume în **Dealurile Târnavei Mici**. Predominarea marnelor este caracteristică pentru partea de nord-est (Dealurile Jacodului). Rețeaua hidrografică este rară și semipermanentă, datorită absenței unui strat acvifer, din care să se alimenteze, iar interfluviile sunt înguste, din cauza retragerii versanților sub acțiunea proceselor specifice, din care se remarcă cele de deraziune (Josan, 1979), produse în condiții periglaciare. La acestea se adaugă în prezent spălarea în suprafață și alunecările de

teren. Văile din Dealurile Jacodului, fiind dezvoltate pe marne au fundul plat, o albie majoră largă, cu areale mlăștinoase, datorită și pantei longitudinale care are valori reduse. Comparativ cu relieful subunităților situate la vest (Dealurile Dumbrăvenilor), mai variat și mai accidentat, menținut pe nisipuri slab cimentate, relieful format pe marne are un aspect șters, mai evoluat, cu valori ale fragmentării și ale declivității mai reduse. De exemplu, versanții Văii Vețca (din Dealurile Jacodului) au valori medii ale pantelor cuprinse între 7 și 12°, comparativ cu versanții din Valea Romană (din Dealurile Dumbrăvenilor), care au valori medii ale pantei cuprinse între 17 și 22°. O situație similară se înregistrează și în partea vestică a Dealurilor Târnavei Mici (Dealurile Lopadei), teritoriu în care rocile predominate sunt tot marnele. Acestea datorită friabilității lor au favorizat dezvoltarea rapidă a văilor, prin eroziune fluvială, iar prin plasticitatea și impermeabilitatea (Josan, 1979), de care dau dovadă, au contribuit la retragerea versanților, prin intermediul alunecărilor de teren și al proceselor de spălare în suprafață.

Fig. 6. 21. Relief petrografic la Râpa Roșie

Un interesant relief petrografic este cel de la **Râpa Roșie**, din partea sud-vestică a Podișului Secașelor. În urma proceselor de eroziune (pluviodenudare, denudare peliculară și scurgerea apei pe versant), care au afectat nisipurile, gresiile, pietrișurile și argilele roșii, a rezultat un microrelief alcătuit din șanțuri de șiroire, rigole, ogașe, ravene, piramide de pământ, creste de intersecție, turnuri, ace, pereți surplombați etc. (fig. 6. 21). Eroziunea regresivă a rigolelor și ravenelor determină

detaşarea de fragmente de material din cuprinsul râpei (Trufaş, 1962), care în lipsa unei baze suficient consolidate se surpă. Materialul desprins este şi el modelat în aceeaşi manieră, doar că formele rezultate sunt mai estompate şi trec cu timpul într-un deluviu fix, sub formă de tăpşan cu suprafaţa vălurită (Trufaş, 1962).

În ansamblu, relieful din depresiune, format pe roci argiloase şi marnoase, este caracterizat de văi largi, cu versanţi lini şi profil concav, despărţite de interfluvii convexe, care au altitudini relative scăzute faţă de teritoriile înconjurătoare. Majoritatea proceselor geomorfologice prezentate au loc pe suprafaţa versanţilor. Reţeaua hidrografică, chiar dacă este densă, are un regim de scurgere temporar, îndeosebi la nivelul râurilor de ordin 1 şi 2 (în sistemul Horton-Strahler). O astfel de situaţie se înregistrează în Câmpia Transilvaniei. În perioadele cu exces de umiditate, în luncile râurilor apa poate stagna, accentuând fenomenul de bălţire, la care pot contribui şi alunecările de teren, ce ajung de pe versanţi în albia râurilor barând cursurile acestora (Mac, 1980b).

Cu toate că marnele sunt asemănătoare cu argilele, fiind şi ele roci moi cu aspect pământos (sfărâmicioase sau compacte), uneori pot fi stratificate, fapt ce introduce diferenţieri în aspectul reliefului de ansamblu. În aceste condiţii, chiar dacă procesele geomorfologice, care se manifestă, sunt aceleaşi, deosebirea constă în valorile superioare ale energiei de relief. Acestea sunt datorate menţinerii unor altitudini relative mai mari între culmile interfluviale şi culoarele de vale. Datorită rezistenţei superioare a marnelor, şi a intercalaţiilor prezente (gresii şi conglomerate), profilul versanţilor este mai accidentat şi cu valori mai mari ale înclinării. O astfel de morfologie caracterizează versanţii din: Dealurile Clujului şi Dejului, Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podişul Hârtibaciului etc.

6.2.2. Relieful format pe gresii şi conglomerate

Gresiile sunt roci psamitice care provin din cimentarea nisipurilor, în timp ce conglomeratele, roci psefitice, se formează în urma cimentării pietrişurilor. Cu toate că acestea sunt roci dure, procesele de meteorizaţie determină, în cazul nisipurilor, dezagregarea şi dizolvarea cimentului, de către apele de infiltraţie, până la stadiul de nisipuri eluviale. La fel se întâmplă şi în cazul conglomeratelor, când se ajunge la formarea cuverturilor de pietrişuri de natură eluvială.

Comparativ cu relieful format pe argile şi marne, cel rezultat în urma modelării gresiilor şi conglomeratelor, prezintă o morfologie mult mai spectaculoasă, din cauză că sunt roci cimentate. Nici în acest caz morfologia rezultată nu este uniformă deoarece gradul de cimentare, variaţiile granulometrice şi prezenţa fisurilor introduc discontinuităţi, în câmpul de lucru al agenţilor şi proceselor geomorfologice.

Gresiile se găsesc într-o gamă destul de largă, de la varietatea argiloasă fină, până la gresia conglomeratică. Tocmai de aceea relieful format pe gresii și conglomerate are multe puncte comune și poate fi analizat împreună.

În depresiune, la formarea unui relief tipic pe gresii și conglomerate, participă o serie de procese geomorfologice: pluviodenudarea, denudarea peliculară, scurgerea apei pe versant, alunecările de teren, procesele de albie etc.

Cu toate că în Depresiunea Transilvaniei sunt relativ puține cazurile, și pe suprafețe nu foarte extinse, în care gresiile și conglomeratele se individualizează ca entități petrografice (în mod obișnuit ele fiind dispuse în alternanță cu alte roci), se pot deosebi câteva locații cu forme de relief caracteristice.

Forme de relief tipic dezvoltat pe **gresii**, dar și pe nisipuri slab cimentate, se întâlnește îndeosebi în Podișul Someșan, Podișul Târnavelor și Masivul Feleacului.

De exemplu, pe versantul drept al Văii Agrijului, la Romita, prezența orizonturilor de gresii se remarcă în profilul versanților prin abrupturi de 5 – 6 m înălțime. O altă formă de relief menținută pe greșii este cea de la Hida, de pe versantul stâng al Almașului, cunoscută sub denumirea de Piatra Dracului.

Tot pe partea stângă a Văii Almașului, dar de data acesta mai în aval, la Gâlgăul Almașului, gresiile și microconglomeratele au generat un relief spectaculos la Gradina Zmeilor. Ea este localizată la baza Dealului Închieturii sau Dumbrava, al cărui versant dinspre Valea Almașului este afectat de o serie de procese geomorfologice (dezagregare, alterare, pluviodenudare, denudare peliculară, rostogoliri, surpări, căderi libere etc.), în urma cărora au rezultat forme de relief reziduale de tipul turnurilor, coloanelor prismatice, blocuri oscilante, babelor, acelor, abrupturilor etc. (fig. 6. 22).

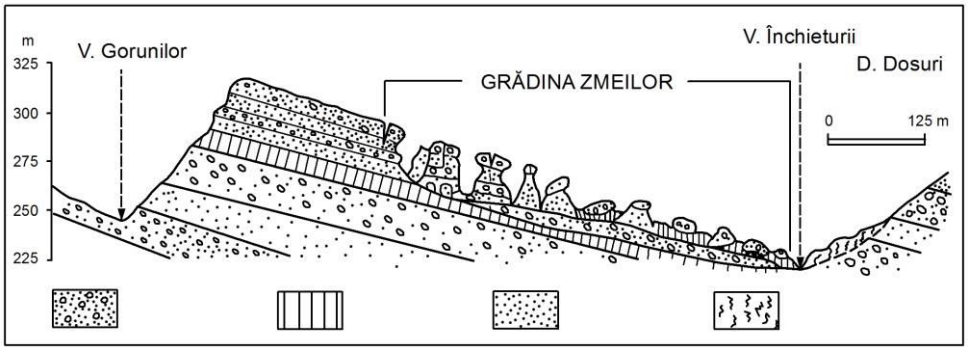


Fig. 6. 22. Profil transversal prin Dealul și Valea Închieturii (Petcu, 1985, p. 49)

La formarea acestora un rol important l-a avut fisurarea și diaclazarea, care au asigurat pătrunderea apei de ploaie, în depozitele alcătuite din gresii. Grădina Zmeilor este drenată de un afluent de stânga al Almașului, denumit Valea Închieturii, înscris pe falia ce traversează Valea Almașului, la Gâlgăul Almașului (Petcu, 1985).

Gradul de fisurare şi dispunerea sub forma unei reţele rectangulare a acestora, a favorizat geneza unui relief rezidual, de tipul celui menţionat, pe gresii şi microconglomerate. Cele mai mari dimensiuni o au formele din vecinătatea abruptului din care s-au desprins (versantul stâng al Văii Închieturii sau Dosuri), ele ajungând până la înălţimi relative de 10 m (Petcu, 1985) (fig. 6. 23). Conform autorului citat, datorită aspectelor antropomorfe unele coloane au primit, de la localnici, diverse denumiri: Zmeul, Zmeoaica, Eva, Dorobanţul, Moşul etc.

Fig. 6. 23. Relief rezidual de tipul turnurilor şi coloanelor la Gradina Zmeilor

Se remarcă în acest sens şi relieful format pe gresiile Formaţiunii de Cetăţuia, de pe interfluviul dintre Someşul Mic şi Nadăş, caracterizat de prezenţa alveolelor, surplombelor şi chiar a unor grote de mici dimensiuni.

Prezenţa gresiilor slab cimentate şi chiar a nisipurilor îşi face simţită prezenţa şi în Dealurile Dumbrăvenilor (subunitate a Dealurilor Târnavei Mici) şi Dealurile Mediaşului (subunitate a Podişului Hârtibaciului), unde văile au versanţi abrupţi, menţinuţi tocmai de aceste orizonturi. Pe versanţii alcătuiţi din astfel de formaţiuni se manifestă denudarea peliculară şi scurgerea torenţială a apei. În urma acestor procese se formează rigole, ravene şi torenţi, care determină fragmentarea versanţilor. În situaţia unor nisipuri slab cimentate malurile

ravenelor sunt instabile, procesul de eroziune liniară asociindu-se cu surpări și eroziune laterală (Posea et al., 1974).

Prezența gresiilor a impus și îngustarea unor sectoare de vale, așa cum este cel al Târnavei Mari la Sighișoara, unde prin adâncirea epigenetică a râului în gresiile pannoniene, culoarul de vale devine îngust, primind aspect de defileu, comparativ cu morfologia din amonte și aval.

O situație aparte se întâlnește în **Masivul Feleacului**, unde în urma eroziunii nisipurilor sarmațiene, slab cimentate, are loc scoaterea în evidență a trovanților.

Relieful format pe **conglomerate** este caracteristic îndeosebi pentru **Podișul Someșan**, acolo unde Formațiunea de Hida a impus un relief mai proeminent. Astfel văile sculptate în aceste formațiuni sunt înguste, cu versanți abrupți, pe alocuri căpătând aspect de chei; uneori apare un relief rezidual ruiniform, caracterizat de prezența coloanelor și a vârfurilor piramidale (Geografia României, I, 1983).

Conglomeratele de Hida au contribuit și la configurația reliefului din Culmea Breaza, ele alimentând, prin intermediul proceselor gravitaționale, trenele extinse de glacis, de pe ambele laturi ale culmii (Geografia României, III, 1987), față de care aceasta prezintă aspect de masiv.

Prezența conglomeratelor își face simțită prezența și în **Culoarul Someșul**, unde determină existența unor sectoare de îngustare, între care se remarcă cel dintre Perii Vadului și Răstoci (în acest caz alături de conglomerate suportul petrografic este constituit și din gresii) (Hosu, 2009).

Conglomeratele sunt prezente și în **Dealurile Bistriței**, unde în partea vestică (Culmea Șieului) și în cea nordică (Dealurile Cetății), determină local morfologia unor culmi interfluviale.

În Culmea Șieului, care structural este un anticlinal diapir, altitudinile de peste 700 m (Dealul Bura, 744 m) sunt posibile și datorită prezenței conglomeratelor. Este vorba de Conglomeratul de Jabenița, de vârstă badeniană, ce se caracterizează printr-o rezistență superioară la eroziune, comparativ cu rocile înconjurătoare (sare, argile, marne, tufuri etc.). În componența Conglomeratului de Jabenița, care este bine cimentat și dezvoltat pe grosimi apreciabile, intră roci diverse: șisturi cristaline, cuarțite albe și negre, gnaise, granit, calcare mezozoice cenușii și roșii, calcare eocene, cu numuliți, și oligocene (Gârbacea, 2015). Aceste conglomerate se extind și la sud de Mureș, în Dealurile Gurghiului, unde au grosimi de câteva sute de metri (900 m după Ciocârdel, 1952, citat de Gârbacea, 2015).

În Dealurile Cetății, conglomeratele intră în componența sinclinalelor suspendate, pe care le mențin în relief la altitudini de 682, cum este în cazul Dealului Cetății, situat la nord de Bistrița. Conglomeratele sunt formate din elemente grosiere ce cuprind gresii cuarțitice, care fiind cimentate cu un liant silicios le mărește și mai mult rezistența (Gârbacea, 2015).

În **Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt**, prezența conglomeratelor, de vârstă sarmațiană, a imprimat trăsăturile locale ale unor măguri și dealuri, menținându-le la altitudini de peste 700 m: Măgura Rez (932 m), Dealul Ghergheläu (785 m), Dealul Nădășcut (738 m), Dealul Cetatea Bădeni (854 m), Dealul Vârful Tare (777 m), Dealul Pietriș (838 m) (Mac, 1972). Toate acestea au la partea superioară conglomerate și microconglomerate, uneori în alternanță cu greșii, fapt care le-a făcut rezistente la eroziune.

În Dealurile Gurghiului, Conglomeratele de Jabenița se întâlnesc în Culmea Sânioara, menținând altitudinal interfluviul dintre Valea Gurghiu și Valea Deleni la peste 700 m (754 m în Vârful Sinioara și 702 în Dealul Viilor). Stereotipul conglomeratului menționat a fost identificat pe teritoriul acestei culmi de către Nagy (1956, citat de Gârbacea, 2015), denumindu-l după localitatea de la sud culme.

Conglomeratele au impus un relief specific și în extremitatea vestică a **Depresiunii Făgăraș**. Este vorba de Dealurile Măgura (564 m) și Cârpog (552 m) situate pe partea dreaptă a Văii Oltului. Compactitatea și rezistența mare la eroziune a conglomeratelor au determinat menținerea unor versanți abrupți, ai căror declivitate se menține între 30 și 50º (Popescu, 1990). În aceeași parte a depresiunii, înainte de confluența cu Oltul, râul Cibin s-a adâncit epigenetic și antecedent în stiva de conglomerate badeniene, formând un defileu cu lungimea de aproximativ 500 m între Dealurile Măgura – La Ruine sau La Cetate și Cârpog (Popescu, 1990). După autorul citat, cele două măguri de pe dreapta Cibinului (Măgura, 564 m și La Ruine sau La Cetate, 517 m) alcătuite din conglomerate badeniene au un evident caracter petrografic.

Se poate concluziona că, relieful de ansamblu al unităților morfostructurale, care au în substrat gresii și conglomerate, este caracterizat de prezența văilor adânci, cu versanți fragmentați, ai căror declivitate depășește 15º-20º. Între văi sunt prezente atât culmi interfluviale rotunjite, cât și creste de intersecție, prevăzute cu înșeuări și martori de eroziune.

6.2.3. Relieful carstic

În Depresiunea Transilvaniei relieful format pe roci rezultate în urma proceselor de precipitare chimică, se leagă de prezența diverselor orizonturi și pachete de calcare, la care se adaugă existența sării.

În urma dizolvării acestor roci, de către apa încărcată cu diverse elemente chimice (CO_2, acizi etc.), se formează relieful carstic. El este prezent pe suprafețe reduse în Podișul Someșan, Depresiunea Lăpuș, Masivul Feleacului, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc., acolo unde există calcare, și pe marginea cuvetei transilvane, unde sarea apare la zi, în cadrul cutelor diapire.

A. Relieful carstic pe calcare

Apariția la zi a calcarelor a determinat formarea a unui relief carstic, care în **Podișul Someșan** este puțin evoluat și fără forme prea diferențiate, datorită grosimii relativ reduse, a orizonturilor respective: 6 – 12 m la Cluj-Napoca și aproximativ 100 m în Cheile Babei (Savu, 1963). Dintre subunitățile podișului în care este prezent relieful carstic se remarcă: Podișul Purcăreț-Boiu Mare și Dealurile Clujului și Dejului.

În ***Podișul Purcăreț – Boiu Mare*** compartimentarea orizontului de calcare priaboniene de Cozla a fost realizată de către rețeaua hidrografică, ce se drena spre Someș și Lăpuș, cea care a determinat formarea unor culoare de vale, separate de culmi interfluviale cu aspect de suprafață structurală, din cauza dispunerii monoclinale a depozitelor. Concomitent cu organizarea râurilor, alături de procesele exocarstice, pe măsură ce apa a reușit să pătrundă de-a lungul fisurilor și diaclazelor, în interiorul depozitelor, au avut loc și procese endocarstice.

Dovada cea mai concludentă în acest sens o constituie șirurile de doline, ce jalonează cursuri de apă subterane (Savu, 1963). Alături de doline la suprafață sunt prezente lapiezurile, iar la interior, ca forme de relief endocarstice se remarcă prezența peșterilor.

Lapiezurile sunt predominante în sectorul Cozla-Vălișoara, unde sunt formate de obicei sub orizonturile de sol, motiv pentru care sunt din categoria celor semilibere. Ele au lățimi medii de 2 – 10 cm și lungimi ale căror valoare variază între 20 și 50 cm (Hosu, 2009). Conform sursei citate, câmpuri mici de lapiezuri radiculare, rotunjite, există pe malurile Tăului Lioriș, situat între înșeuarea dintre Piatra Cozlei și Coasta Grindului. Alături de aceste locații lapiezuri mai sunt și pe martorii de eroziune menținuți pe calcarele din nordul Podișului Purcăreț-Boiu Mare: Dealul Poienița (512 m), Dealul Piatra Cozlei (584 m), Dealul Cozlei (543 m), Prisnel (651 m), Dealul Purcărețului (538 m), Dealul Margina (570 m), Dealul Purecoaia (565 m) Dealul Giorgiului (546 m), Vârful Podului (540 m) și Dealul Sălniței (460 m). Lipsa dolinelor, în multe din aceste locații, este pusă pe seama îngustimii crestei nordice a podișului, precum și existența unor suprafețe prea înclinate pentru ca apa provenită din precipitații să staționeze și să se infiltreze de-a lungul unor aliniamente (Savu, 1963). În aceste condiții, pe suprafețele calcaroase lipsite de un înveliș vegetal sau pedologic protector, predomină însă scurgerea superficială a apei, aspect care contribuie la formarea lapiezurilor, care sunt destul de răspândite (Savu, 1963).

Doline sunt însă bine reprezentate pe platoul dintre Cozla și Vălișoara, denumit de localnici Mestecănel, unde prin asociere formează un câmp de doline (Hosu, 2009). Ele sunt prevăzute la partea inferioară cu un ponor sau sorb, prin intermediul cărora apa se drenează în interior. De asemenea, sunt ordonate spațial, în funcție de direcția de drenaj a apelor subterane. Unele doline cantonează lacuri

carstice temporare (Tăul Albii, Tăul Leordişului etc.), aflate în diverse stadii de colmatare, ca rezultat a extinderii vegetaţiei şi aportului de argilă (Hosu, 2009), de pe suprafeţele înconjurătoare.

Alături de această locaţie, numeroase doline se întâlnesc pe Dealul Purcăreţului (la est de localitatea cu acelaşi nume), pe Dealul Runcului (la est de localitatea Mesteacăn), pe Dealul Purecoaia şi Dealul Giorgiului (de la sud de satul Prislop), pe Dealul Prihodului (de la nord de Boiu Mare), pe platoul Bucinului (dintre localităţile Frâncenii Boiului şi Românești) şi pe platoul Vârful Podului (de la vest de Sălniţa), precum şi în Dealul Sălniţei (Savu, 1963). Apele din precipitaţii care intră în doline alimentează apoi izbucurile din aşezările situate în aval (Boiu Mare, Frâncenii Boiului, Sălniţa şi Peteritea) (Savu, 1963). În acelaşi timp, o parte din apa care se drenează, prin intermediul dolinelor, se scurge prin subteran spre afluenţi ai Bârsăului şi Lăpuşului, contrar înclinării suprafeţei terenului de la suprafaţă, care este de la nord la sud. În această situaţie se află dolinele de la est de localitatea Mesteacăn, care printr-un drenaj subteran consecvent, alimentează Valea Morii, afluent al Bârsăului, precum şi dolinele de pe Dealul Prihodului, ale căror ape sunt culese de Valea Bițului (afluent al Lăpuşului) (Savu, 1963).

Există câteva areale cu doline şi în perimetrul anticlinalului calcaros Frâncenii de Piatră-Cheile Babei, îndeosebi între satele Măgura Gâlgăului şi Frâncenii de Piatră, prelungit către Dăbâceni şi drenat de Valea Frâncenilor, care traversându-l, dobândeşte un debit permanent apreciabil (Savu, 1963).

Dimensiunile dolinelor din Podişul Purcăreţ-Boiu Mare variază ca diametru, între 10 – 15 m, cele de dimensiuni mai mari, de peste 70 – 80 m fiind rare (Savu, 1963). Conform autorului citat, ele reflectă un carst adaptat la condiţiile locale de rocă, şi anume unui orizont de calcar lipsit de masivitate. Este mai semnificativă, în schimb, adâncirea lor, care înregistrează valori reduse, de până la 5 m, pe platourile cu caracter de interfluviu, unde drenajul subteran nu este încă destul de organizat, şi 10 – 12 m, acolo unde jalonează, prin alinierea lor, cursurile subterane din prelungirea afluenţilor Bârsăului şi Lăpuşului (Valea Morii, Valea Cristii, Valea Bițului, Valea Gâdelui) (Savu, 1963).

Dolinele sunt considerate de vârstă cuaternară (Savu, 1963), pe considerentul că dacă ar mai vechi ele s-ar fi păstrat şi pe martorii de eroziune menţionaţi anterior, care în trecut alcătuiau o suprafaţă unitară.

Avenele sunt şi ele prezente, cel mai dezvoltat fiind cel de la Gura Codrului, din partea sudică a Pietrei Cozlei

Peşterile din Podişul Purcăreţ – Boiu Mare sunt localizate pe o suprafaţă restrânsă, în arealul localităţilor Letca, Soimuşeni şi Cuciulat. Dintre acestea trei au o lungime mai mare de 1000 m (Hosu, 2009):

- Peştera de la Moara lui Pocol (letca) - are o lungime de 3.493 m şi o denivelare de – 11, + 64,5 m;

- Peştera din Cariera Cuciulat - cu o lungime de 1.707 m, are o denivelare de -32,9 m, +1,5 m;

- Peştera Lii - dezvoltată pe 1.317 m, are o denivelare de -2m, +27 m.

Alături de acestea sunt şi peşteri cu lungimi mai mici, aşa cum este Peşterea Bătrânilor din Valea Scurtă, descoperită abia în anul 1992.

Predominarea proceselor carstice, alături de cele fluviale, a determinat ulterior reducerea orizontului de calcare la culmi interfluviale, cu aspect de creste de intersecţie, prevăzute cu martori de eroziune (Dealul Poienița, 512 m; Dealul Piatra Cozlei, 584 m; Dealul Cozlei, 543 m; Prisnel, 651 m; Dealul Purcăreţului, 538 m; Dealul Purecoaia, 565 m; Dealul Giorgiului, 546 m; Dealul Sălniței, 460 m etc.), separaţi de înşeuări.

Prezenţa calcarelor, care au fost timp îndelungat modelate de către reţeaua hidrografică, a determinat formarea văilor carstice, care cel puţin pe anumite sectoare au aspect de chei. Se remarcă în acest sens: Valea Ascunsă (atât în amonte cât şi în aval de Ciula), Valea Purcăreţu (în aval de Purcăreţ), Valea Secăturii (în aval de Luminişu), Valea Frâncenilor sau Vârtoape (în aval de Frâncenii de Piatră), Valea Poiana (în aval de Baba). Aceste văi au versanţi abrupţi, menţinuţi pe calcare, cele care prin duritatea lor determină şi îngustarea sectoarelor de vale respective.

Dintre sectoarele de chei existente mai spectaculos este cel cunoscut sub denumirea de Cheile Babei (situat între localităţile Baba şi Poiana Blenchii), format în urma intersectării anticlinalului Dăbâceni – Baba – Drăghia – Dealu Mare. Aceste chei au o lungime de aproximativ 1,5 km şi pereţi abrupţi cu înălţimea de 80 – 120 m.

Prezenţa calcarelor menţionate îşi face simţită prezenţa şi în Culoarul Someşul, unde determină existenţa unor sectoare de îngustare (Hosu, 2009): Glod – Dăbâceni (alături de calcare la menţinerea aspectului îngust al văii participă şi gresii) şi Surduc – Turbuţa (alături de calcare, la caracterul de sector îngust, un aport semnificativ este adus de Gresia de Racoţi).

În ***Dealurile Clujului şi Dejului*** forme carstice tipice se întâlnesc îndeosebi pe interfluviul dintre Someşul Mic şi Nadăş; ele sunt reprezentate de doline şi de Cheia Baciului.

Dintre doline se remarcă cele de obârşiile văilor Suceagu (afluent al Nadăşului) şi Bongardului (afluent al Someşului Mic), dispuse sub forma a trei şiruri, jalonând drenajul subteran existent; ele au dimensiuni variabile, diametrul lor variind între 5 şi 15 m, iar adâncimea între 1 şi 6 m (Savu, 1963). La acestea se adaugă dolinele din cursul superior al pârâului Valea Lungă (afluent al Baciului), dezvoltarea lor considerabilă fiind înlesnită de prezenţa unui orizont de calcar cu grosime de 7 – 8 m; câteva doline, de dimensiuni reduse, există şi în Dealul Melcului (615 m), cu toate că acolo calcarul grosier este acoperit cu un orizont subţire de marne (Savu, 1963).

Cheia Baciului s-au format în urma intersectării, de către Valea Lungă sau Valea Baciului (afluent de dreapta al Nadăşului), a pachetelor de calcare eocene. Ea are o lungime de 620 m şi diferenţa de nivel, între partea superioară şi cea inferioară a versanţilor de până la 45 m. Versantul stâng fiind mai abrupt, el este cel care imprimă aspectul de cheie acestui sector de vale.

În **Depresiunea Lăpuş** relieful carstic este asociat formaţiunilor calcaroase din partea sudică a Suprafeţei Vârtoapele, unde cele mai comune forme sunt dolinele (fig. 6. 24), la care se adaugă lapiezurile formate pe fragmente izolate de calcar (Posea, 1962a).

Dimensiunile dolinelor, de pe Suprafaţa Vârtoapele, diferă în funcţie de grosimea orizontului de calcar pe care se dezvoltă, având un diametru care de obicei nu depăşeşte 4 m. Aranjarea lor este dispersată, mai rar aliniindu-se pe anumite direcţii (Posea, 1962a). Conform autorului citat, dolinele din jurul vârfurilor Hârtopu Mic (487 m) şi Hârtopu (529 m) au adâncimi reduse şi de obicei sunt îngemănate două câte două.

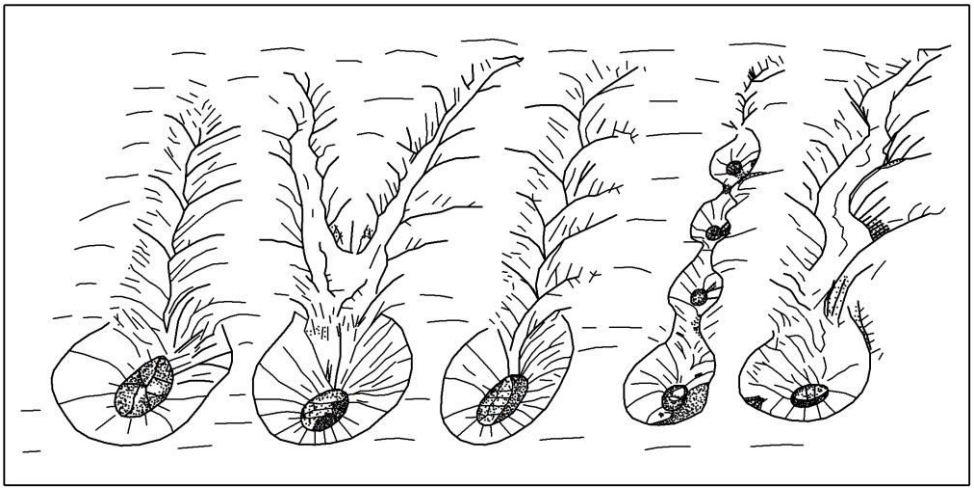


Fig. 6. 24. Doline aliniate lateral pe Suprafaţa Vârtoapele (Posea, 1962, p. 261)

Acestora li se adaugă şi dolinele din perimetrul localităţii Borcut, cele din Dealul Pietrişului, de pe Valea Leordei (Dobric) şi cele de pe calcarul cristalin de la Măgureni (Posea, 1962a).

Cu toate că în **Depresiunea Huedin** sunt prezente orizonturi de calcare, relieful carstic asociat lor este nesemnificativ, cu excepţia aliniamentelor de doline, de pe suprafaţa Dealului Glimei (789 m), ce jalonează cursul subteran, care alimentează Izbucul Bulciu de la Buteni (Geografia României, III, 1987).

Printre alte locaţii unde se mai găsesc forme de relief carstic se remarcă şi **Masivul Feleacului**, mai precis partea vestică a acestuia, pe interfluviul dintre Pârâul Gârbău şi Valea Poieniţei.

În **Depresiunea Almaș-Agrij** există câteva doline în perimetrul localității Stana, pe linia de contact a calcarului, cu orizontul argilelor vărgate superioare și al gipsurilor superioare (Savu, 1963). Conform autorului citat, este vorba de un carst în ghips, dolinele aliniindu-se pe arealul de aflorare a acestuia. Tot în această depresiune, dar de data acesta pe versantul stâng al Văii Agrijului, la Prodănești, sunt intersectate calcare, care sunt puternic diaclazate, de unde și cele câteva deschideri mici ale unor peșteri (Savu, 1963).

B. Relieful carstic pe sare

El este rezultatul dizolvării evaporitelor badeniene, depuse la marginea cuvetei transilvane.

Pentru formarea reliefului carstic pe sare este necesar ca ea să apară la zi, pentru a intra în contact cu apa, care cade sub formă de precipitații sau cu cea care se scurge prin albii (de exemplu, Pârâul Corund la Praid).

Dizolvarea sării determină formarea unui microrelief cu evoluție rapidă (fig. 6. 25), caracterizat de prezența lapiezurilor, nișelor, dolinelor, peșterilor de mici dimensiuni, pereților abrupți, crestelor ascuțite etc.

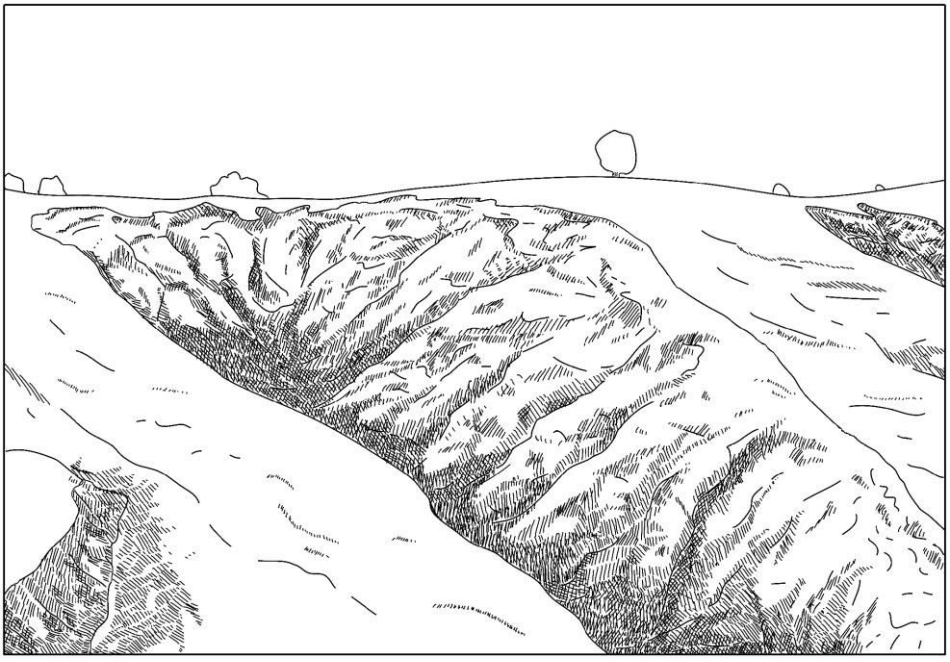


Fig. 6. 25. Morfologie specifică dizolvării sării (Dealul Sării - Praid)

Formele de relief rezultate au o evoluție deosebit de rapidă datorită solubilității ridicate a sării. Dizolvarea intensă este favorizată și de schimbul ridicat

de apă şi de înlocuirea permanentă a soluţiilor concentrate (Posea et al., 1974). Cu toată că masivele de sare, din depresiune, au grosimi de ordinul sutelor de metri, plasticitatea accentuată a acestei roci, şi în consecinţă fisurarea redusă, împiedică manifestarea proceselor carstice pe adâncimi mari; în majoritatea cazurilor carstificarea afectează doar partea superioară a masivelor de sare (Posea et al., 1974).

Prezenţa dolinelor şi a microdepresiunilor de dizolvare au favorizat constituirea a numeroase lacuri sărate: Ursu, Aluniş, Roşu şi Paraschiva, (de la Sovata), Avram Iancu, Ocnița, Rândunica, Brâncoveanu, Negru, Crişan (de la Ocna Sibiului), Tarzan, Privighetorii, Csiki, Durgău, Rotund, Ocnei, Sulfuros (de la Turda), Toroc (de la Ocna Dejului) etc. Majoritatea au fost amenajate în scopuri balneare, fiind integrate staţiunilor în cadrul cărora sunt localizate. La geneza unora dintre ele au contribuit şi activităţile antropice, de extragere a sării din subteran. Tavanele minelor rezultate s-au prăbuşit, iar în golurile formate apa s-a acumulat sub formă de lacuri.

Fig. 6. 26. Lapiezuri formate pe sare la Praid

Dintre locaţiile din Depresiunea Transilvaniei unde se găsesc astfel de forme de relief se remarcă: Sovata, Praid, Ocna Sibiului, Ocna Mureş, Turda, Cojocna, Ocna Dejului etc.

Cel mai spectaculos relief carstic, pe sare, se întâlneşte în Dealul Sării de la Praid. Masivul de sare ajuns la zi este fragmentat de lapiezuri foarte dese, separate de creste înguste (fig. 6. 26), de unde şi denumirea de Muntele de Sare. Alături de

acestea sunt prezente doline, al căror diametre ajung până la 200 m, şi peşteri de mici dimensiuni. O situaţie similară, dar cu o suprafaţă mai redusă, se întâlneşte şi la Sovata, lângă lacul Roşu, unde se află un alt Munte de Sare, brăzdat de lapiezuri.

6.2.4. Relieful format pe tufuri

Dintre orizonturile de tuf existente în depresiune, cel care a influenţat cel mai mult morfologia la nivel local este Tuful de Dej. Alături de el în profilul versanţilor sau în albiile râurilor îşi mai fac simţită prezenţa, prin forme specifice (polițe, brâne, repezișuri) tufurile de Hădăreni, Ghiriş, Sărmăşel, Bazna etc.

Aşa cum am mai precizat Tuful de Dej este de vârstă badeniană, iar formarea lui indică existenţa unui important eveniment magmatic şi cineritic, localizat în partea nordică a depresiunii. Cu toate că Tuful de Dej are o extensie bazinală, el se găseşte la zi sau aproape de suprafaţă îndeosebi în Podişul Someşan (subunităţile Dealurile Clujului şi Dejului şi Dealurile Ciceului). Modelarea lui de către agenţii şi procesele geomorfologice nu a determinat formarea unui relief de detaliu. El se impune în relief mai degrabă prin rezistenţa sa la eroziune, comparativ cu rocile înconjurătoare (marne, argile, nisipuri etc.).

Din acest motiv Tuful de Dej este cel care a influenţat relieful de ansamblu a Dealurilor Clujului şi Dejului, în special sub aspectul morfologiei interfluviilor şi a unor sectoare, ale culoarelor de vale, a principalilor afluenţi de stânga ai Someşului Mic.

În cadrul Podişului Someşan, configuraţia suprafeţelor, în alcătuirea cărora participă şi Tuful de Dej, are forma unui arc de cerc, cu deschidere spre est, ce poate fi urmărit începând cu Dealul Hoia, de la Cluj-Napoca, pentru a se continu apoi pe linia localităţilor Baciu, Popeşti, Chinteni, Vultureni, Dârja, Tiocu de Sus, Jichişu de Sus şi Dej (Geografia României, III, 1987).

La nivelul interfluviilor, prezenţa Tufului de Dej, a cărui grosime atinge 60 m la Dej (Geografia României, III, 1987), a determinat menţinerea unor altitudini de peste 600, aşa cum este în cazul dealurilor: Lombului (682 m), Nucului (667 m), Grecea (620 m), Vulturului (607 m), Băbdiului sau Bobâlnei (689 m). Tot în partea estică a Dealurilor Clujului şi Dejului tuful are şi implicaţii structurale, pe seama lui menţinându-se principalele aliniamente de fronturi de cuestă, care încep din Dealul Lombului sau Popeşti (682 m), situat la nord de Cluj-Napoca, pentru a se continua prin Dealul Nucului (667 m), Dealul Techeniş (549 m), Dealul Şinteu sau Şoimenilor (563 m), Dealul Vulturu (607 m), Dealul Bobâlna (689 m), Dealul Şigău (603), Dealul Măguriţa (626 m) etc. Înălţimile orografice menţionate au în acelaşi timp aspect de martori structuralo-petrografici, fiind menţinuţi de aceleaşi orizonturi mai dure de tuf.

Pe suprafaţa versanţilor se remarcă prezenţa brâielor structurale, menţinute de orizonturile mai dure (fig. 6. 27), cum sunt de exemplu cele din văile Lonea, Lujerdiului, Mărului şi Ghiroltului. O altă implicaţie la nivelul versanţilor, a Tufului

de Dej, se referă la aportul adus la geneza alunecărilor masive de tip glimee, cum sunt cele de la: Făureni, Șoimeni, Vultureni, Borșa Cătun etc., pe care Savu (1963) le numește prăbușiri-alunecări sau prăbușiri de tip detrusiv (după clasificarea lui Pavlov, 1954). Conform lui Savu (1963) cauza declanșării acestor alunecări a reprezentat-o sufoziunea mecanică, legată la rândul ei de circulația foarte activă prin formațiunile acvifere de la baza tufurilor. Rămase fără o bază de susținere, tufurile, pe fondul lipsei de flexibilitate se rup generând prăbușiri, care se produc de sus în jos (Savu, 1963).

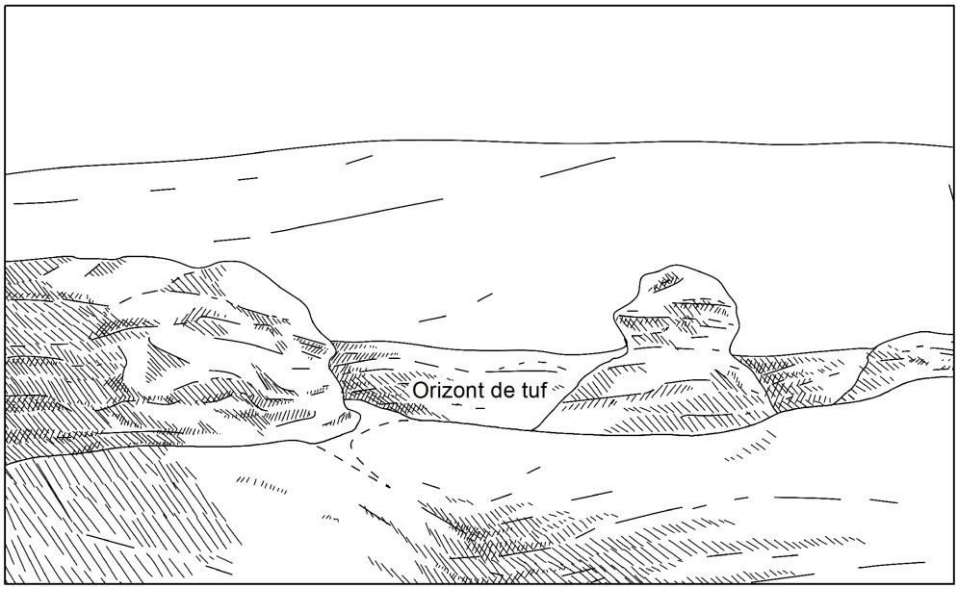


Fig. 6. 27. Morfologie specifică orizonturilor de tuf (versantul stâng al Văii Lonea, la Pâglișa)

În cadrul albiilor, în situațiile în care curentul de apă intersectează Tuful de Dej, procesele de eroziune în adâncime sunt cele dominante, fapt care a determinat ca însuși aspectul morfologic al văii, în profil transversal, să fie unul îngust, cu aspect de defileu, așa cum este în cazul văilor: Borșei (între localitățile Vultureni și Ciumăfaia), Lonei (sectorul Pâglișa și Dăbâca), Lujerdiului (sectorul Stoiana și Morău), Mărului la Aluniș (Geografia României, III, 1987).

Relieful altor tipuri de roci. Alături de relieful petrografic menționat anterior, în Depresiunea Transilvaniei există și alte tipuri de roci, care impun o morfologie aparte. Dintre acestea se remarcă aglomeratele vulcanice. Nici în cazul lor nu se poate vorbi de un relief de detaliu, ci doar de implicații în configurația unor suprafețe cu aspect de interfluvii și martori erozivo-structurali sau de participare la evidențierea reliefului structural, îndeosebi atunci când depozitele sunt depuse monoclinal.

Se remarcă în acest sens aglomeratele vulcanice depozitate pe fâșia de contact dintre Munții Căliman, Gurghiu, Harghita și Depresiunea Transilvaniei. Cu toate că

inițial ele se prezentau sub forma unor platouri vulcanice, ulterior au fost fragmentate de către rețeaua hidrografică și procesele versant, cele care le-au transformat în fragmente, menținute doar pe suprafețe reduse, cu aspect de martor de eroziune. Ca exemple pot fi date Piatra lui Iacob (948 m) din Dealurile Bistriței și vârfurile Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m) și Firtuș (1.060 m) din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt. Duritatea aglomeratelor vulcanice determină ca marginile înălțimilor orografice menționate să aibă formă de abrupturi cuestice, prin intermediul cărora domină teritoriile înconjurătoare, formate din depozite sedimentare friabile specifice Depresiunii Transilvaniei.

Concluzii. La finalul acestui capitol, se poate nota că atât rocile friabile, de tipul argilelor și marnelor, cât și cele mai rezistente la eroziune de tipul gresiilor, conglomeratelor, calcarelor și aglomeratelor vulcanice contribuie la geneza unei morfologii proprii, în prezența acelorași agenți și procese geomorfologice.

Diversitatea reliefului petrografic din depresiune nu trebuie privită doar ca o simplă condiționare venită dinspre rocă. Ea trebuie coroborată și cu plurivalența proceselor geomorfologice, a căror acțiune și intensitate este condiționată atât de proprietățile fizico-chimice ale rocilor, cât și de variația condițiilor climatice, care, în unele etape de evoluție, au favorizat un anume tip de modelare (Posea et al., 1974).

Astfel formațiunile cimentate și mai dure ale paleogenului din nord-vestul depresiunii (calcarele formațiunii de Căpuș, de Mortănușa, de Vișlea, de Cluj, de Hoia de Mera etc.), au contribuit la menținerea unor fronturi structurale bine individualizate (Pendea, 2005), la baza cărora depozitele de versant s-au acumulat sub forma unor glacisuri. La rândul lor, formațiunile mai friabile în alcătuirea cărora predomină argilele și marnele, au favorizat procese de versant din categoria alunecărilor de teren și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate, soldate cu tot atâtea tipuri de forme de relief; la geneza lor petrografia a avut o contribuție esențială, atât în condițiile periglaciare, specifice Cuaternarului, cât și condițiile actuale, alimentate energic de intervenția antropică.

Și în acest caz, natura foarte diversă a rocilor a constituit un element de bază în definirea trăsăturilor reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Practic diversitatea petrografică este cea care introduce diferențieri, ale morfologiei la nivel de detaliu, condimentând parcă relieful, în sensul că la prima vedere nu ne-am aștepta să întâlnim relief carstic (inclusiv pe sare) sau relief dat de roci magmato-vulcanice, într-o unitate teritorială în care predomină formațiunile sedimentare de cuvetă.

Prezența unui relief petrografic susținut de argile, marne, gresii, conglomerate, calcare, sare, roci magmato-vulcanice, și caracterizat de existența unor forme de tipul abrupturilor, coloanelor, turnurilor, acelor, piramidelor coafate, babelor, cheilor, lapiezurilor, dolinelor, peșterilor etc., este cel care dă, de cele mai multe ori, o anumită personalitate geomorfologică locurilor transilvănene.

6.3. RELIEFUL FLUVIAL

Apa în starea lichidă este cel mai important agent de modelare a reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Afirmația este susținută de existența unui climat temperat, în cadrul căruia cantitățile de precipitații depășesc valoarea evapotranspirației, și a unui substrat ai cărui petrografie favorizează concentrarea și scurgerea apei. În aceste condiții, pe fondul unor temperaturi medii multianuale pozitive a avut loc permanentizarea scurgerii sub formă de pârâuri și râuri. Acțiunea îndelungată, la nivelul substratului, a acestor formațiuni de drenaj, a condus la geneza reliefului fluvial.

Cu toate că în capitole anterioare am menționat că relieful din depresiune este mai degrabă unul structural și petrografic, rețeaua hidrografică și procesele geomorfologice care o însoțesc sunt cele care au scos în evidență structura, modelând-o fluvial.

În cadrul domeniului fluvial, drenarea apelor provenite din precipitații se realizează pe de o parte la nivelul versanților, unde are loc de fapt inițierea scurgerii, iar pe de alta în cadrul albiilor, unde se continuă scurgerea de pe versant și are loc permanentizarea ei.

În urma acestei simple împărțiri, a manierei de realizare a scurgerii, se desprinde ideea că în cadrul reliefului fluvial, din Depresiunea Transilvaniei, există două categorii distincte de forme și procese geomorfologice: cele de pe suprafața versanților și cele din albiile actuale sau funcționale în trecut (lunca și terasele).

Referitor la întâietatea uneia sau al alteia, din cele două categorii, cu siguranță albiile sunt cele mai vechi, chiar dacă ele și-au schimbat foarte mult traseul și mecanismele de lucru, o dată cu modificarea condițiilor geomorfologice. Această afirmație se bazează pe faptul că, versanții, prezenți de o parte și de alta a unei albii, au rezultat în urma adâncirii acesteia, în conformitate cu variația nivelului de bază și energia furnizată de el.

La rândul lor versanții, considerați ca suprafețe de racord între interfluvii și albii, evoluează fie dependent de ele, când acestea îi subminează, fie independent, atunci când sunt separați de ele prin intermediul unor glacisuri, terase sau lunci. Suprafețele considerabile ocupate de versanți, în cadrul reliefului fluvial, caracteristicile lor morfometrice și substratul (de cele mai multe ori friabil), favorizează dezvoltarea la nivelul lor a unor procese geomorfologice și forme de relief distincte. Ele se împart în două categorii: cele datorate scurgerii apei pe versant și cele rezultate în urma deplasărilor în masă.

Versanții împreună cu albia limitrofă alcătuiesc ceea ce este cunoscut sub denumirea de vale fluvială, adică tiparul în care râul și-a manifestat acțiunea. Ea este o formă de relief rezultată în urma unui proces evolutiv îndelungat, fapt care i-a

permis o dezvoltare complexă în profil longitudinal și transversal. În profil longitudinal se deosebește un sector superior, unul mijlociu și unul inferior, pe când în profil transversal formele de relief se prezintă etajat începând cu albia minoră, albia majoră, lunca, terasele și versanții.

Clasificarea formelor de relief fluvial din depresiune, luând în considerare procesele care le generează, arată că ele au de obicei o origine mixtă. De exemplu, albiile sunt considerate forme de eroziune, dar în cadrul lor se găsesc și forme de acumulare; luncile sunt rezultatul acumulării; terasele sunt și ele rezultatul acumulării, dar fruntea lor a fost reliefată prin eroziune; versanții și văile sunt preponderent forme de eroziune, dar și în cadrul lor apar forme de relief care sunt rezultatul acumulării (conuri aluviale, glacisuri etc.) (Roșian, 2017). La rândul lui, procesul de transport este implicat la geneza tuturor formelor menționate, fiind veriga de legătură dintre eroziune și acumulare. Înseamnă că nu există formă pură eroziune sau formă pură de acumulare, iar echilibrul care există între eroziune, transport și acumulare este aproape întotdeauna relativ. Echilibrul este rezultatul unui număr infinit de mecanisme care acționează în interiorul domeniul fluvial și care îl influențează din afara lui. Din acest punct de vedere formele de relief nu reprezintă decât modele de echilibru. De exemplu, renia, albia minoră, lunca, terasa și chiar valea în întregul ei reprezintă un anumit echilibru (Mac, 1976), între eroziune, transport și acumulare.

În urma modelării fluviale a rezultat astfel o suită de forme de relief, începând cu albia, considerată pe bună dreptate elementul cel mai dinamic din cadrul acestui domeniu de modelare, și terminând cu valea, forma care exprimă cel mai bine modul în care a fost sculptat spațiul depresionar de către râuri.

În consecință, cele mai reprezentative forme de relief fluvial din depresiune sunt: albiile, luncile, terasele, versanții și văile.

6.3.1. Albiile

Permanentizarea scurgerii apelor din Depresiunea Transilvaniei, de-a lungul unor trasee preferențiale, a determinat formarea albiilor. Ele sunt forme de relief complexe, în cadrul cărora au loc principalele procese hidrodinamice; în alcătuirea albiilor intră canalul de scurgere și malurile, care îl delimitează.

6.3.1.1. Elementele albiilor

Sub aspect dimensional lățimea albiilor din depresiune variază foarte mult scăzând de la valori maxime înregistrate la râurile principale, de proveniență carpatică (120 m la Someș, 85 m la Someșul Mare, 40 m la Someșul Mic, 55 la Arieș, 130 m la Mureș, 65 m la Târnava, 50 m la Târnava Mare, 20 m la Târnava Mică, 20 m la Sebeș, 70 m la Olt, 40 m la Cibin etc.), până la valori de sub 1 m pentru râurile

secundare (autohtone). Înălțimea malurilor diferă și ea destul de mult, crescând valoric de la câțiva centimetri la râurile secundare și până la 4 – 6 m sau chiar mai mult, pentru râurile principale.

Canalul de scurgere, denumit și patul albiei, este caracterizat de prezența unor microforme de relief cu caracter efemer: rippluri, bare aluvionare, dune aluviale etc. La acestea se adaugă și formele cu caracter permanent, adică cele care dau morfologia perenă: vadurile și adâncurile.

Ripplurile sunt formațiuni aluvionare care se dezvoltă tridimensional pe patul albiei, în condițiile unui regim de curgere turbulentă liniștită; în profil longitudinal ele au o formă geometrică variată, de la triunghiulară asimetrică, (cu pantă lungă și lină a flancului amonte, respectiv pantă abruptă a flancului aval), până la aproximativ sinusoidală simetrică (Ichim, et al., 1989). Conform autorului citat, ele se formează pe patul albiilor constituit din material aluvionar fin și mijlociu, cu diametru mediu de 0,6 mm (nu se formează în cazul albiilor cu nisip grosier și pietrișuri); lungimea de undă a ripplurilor este de până la 30 – 60 cm, în timp ce amplitudinea nu depășește 3 – 6 cm. Astfel de forme sunt specifice majorității albiilor din depresiune alcătuite din material aluvionar fin.

Barele aluvionare sunt formațiuni ale patului aluvial care au lungimi de același ordin de mărime cu lățimea albiei sau mai mare, lățimi de ordinul 0,5 – 0,8 din lățimea albiei și înălțimi comparabile cu adâncimea medie a curgerii care le generează (Ichim, et al., 1989). Pe flancul lor din amonte, care are o declivitate foarte redusă, se pot forma rippluri. Ele pot fi văzute în albiile principalelor râuri din depresiune: Someșe, Mureș, Târnave, Hârtibaciu, Cibin, Almaș, Brâglez etc.

Dunele aluviale sunt formațiuni mai mari decât ripplurile și mai mici decât barele; în secțiune transversală au aceeași formă ca și ripplurile, fiind formate în condiții asemănătoare; se întâlnesc în albiile acelorași râuri. Se consideră efemere deoarece o dată formate, la prima variație semnificativă a debitului se modifică complet.

Vadurile sunt porțiuni din patul albiei în care adâncimea apei este mai mică, viteza curentului este mai mare, iar materialul din albie mai grosier (Rădoane et al., 2001).

Adâncurile constituie sectoarele din patul albiei în cuprinsul cărora adâncimea apei este mai mare, vitezele mai mici, iar granulometria depozitelor de albie mai redusă (Rădoane et al., 2001).

În cadrul albiilor vadurile și adâncurile sunt dispuse sub forma unei alternanțe. În depresiune ele sunt specifice îndeosebi albiilor meandrate, fiind localizate în punctul de inflexiune dintre două bucle succesive, respectiv în axa buclei de meandru. Dintre râurile care prezintă o evidentă spațiere a morfologiei albiei, sub formă de vaduri și adâncuri se remarcă: Someșul, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieul, Mureșul, Arieșul, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Oltul etc. Prezența lor este mai atenuată în cazul albiilor drepte sau împletite.

Malurile albiei sunt cele care delimitează de o parte şi de alta curentul de apă. Ele sunt expresia schimbării permanente a ponderii proceselor de eroziune şi acumulare, care au loc simultan în cadrul aceleaşi secţiuni de albie; alternanţa eroziunii şi acumulării de la un mal la altul, demonstrează că albiile, deşi reprezintă forme de relief negative, săpate în substrat, ele nu sunt doar forme de eroziune, aşa cum s-a considerat mult timp, ci forme de eroziune şi acumulare (Rădoane et al., 2001).

Diferenţele cele mai notabile între maluri se înregistrează la albiile sinuoase şi meandrate, unde la malul concav are loc eroziunea, iar la cel convex acumularea.

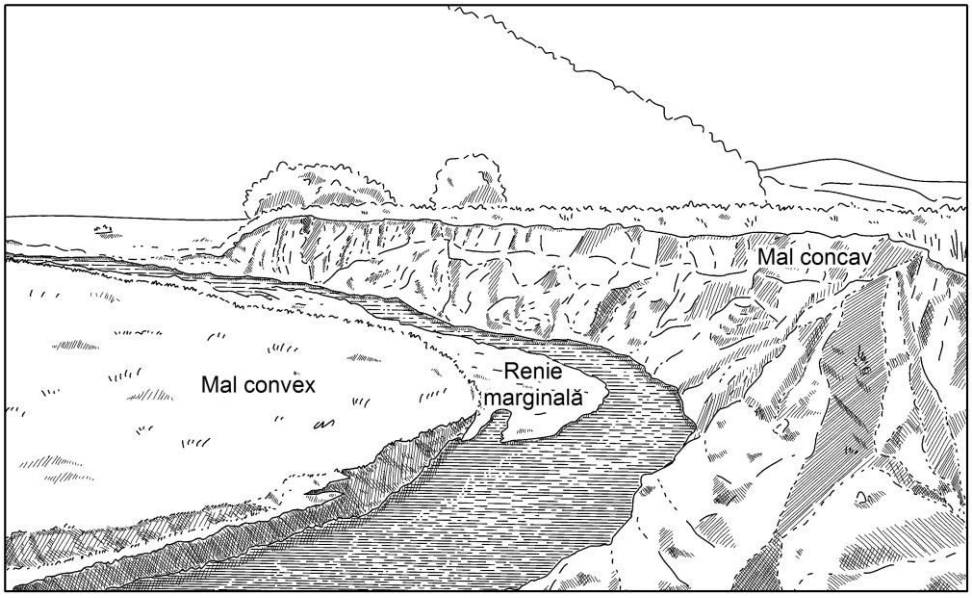


Fig. 6.28. Albia râului Brâglez la Fabrica

Malurile concave sunt cele care au suprafaţa morfologică expusă spre râu, sub forma unei concavităţi; ele sunt maluri de eroziune, dar nu înseamnă că procesele de acumulare lipsesc cu desăvârşire (Rădoane et al., 2001). Formarea malurilor concave are loc pe două căi: prin eroziune în sens strict (implică antrenarea materialelor particulă cu particulă, printr-un mecanism de desprindere discretă a lor, aşa cum se întâmplă la malurile alcătuite din roci coezive) şi prin cedarea malurilor (implică desprinderea în masă a depozitelor; în acest caz diferenţierile morfodinamice sunt date de gradul de coezivitate a depozitelor) (fig. 6. 28).

Malurile convexe au suprafaţa morfologică, de formă convexă, expusă spre râu. Sunt maluri la care are loc acumularea unei părţi a materialelor transportate de râu. Depozitul care se formează prin acumulare se numeşte renie (fig. 6. 29). Ea are aspectul unei plaje nisipoase sau pietroase.

În funcție de stadiul de evoluție, la care au ajuns, și de forma pe care o au, reniile sunt de mai multe tipuri: simple (point bar), marginale (point dune) și în volute (scroll-bar) (Ichim et al., 1989).

Renia simplă este o formațiune de acumulare a aluviunilor la malurile convexe. Suprafața ei înclină ușor spre talveg și se află în ușoară contrapantă spre malul convex; în plan are formă de semilună (fig. 6. 29).

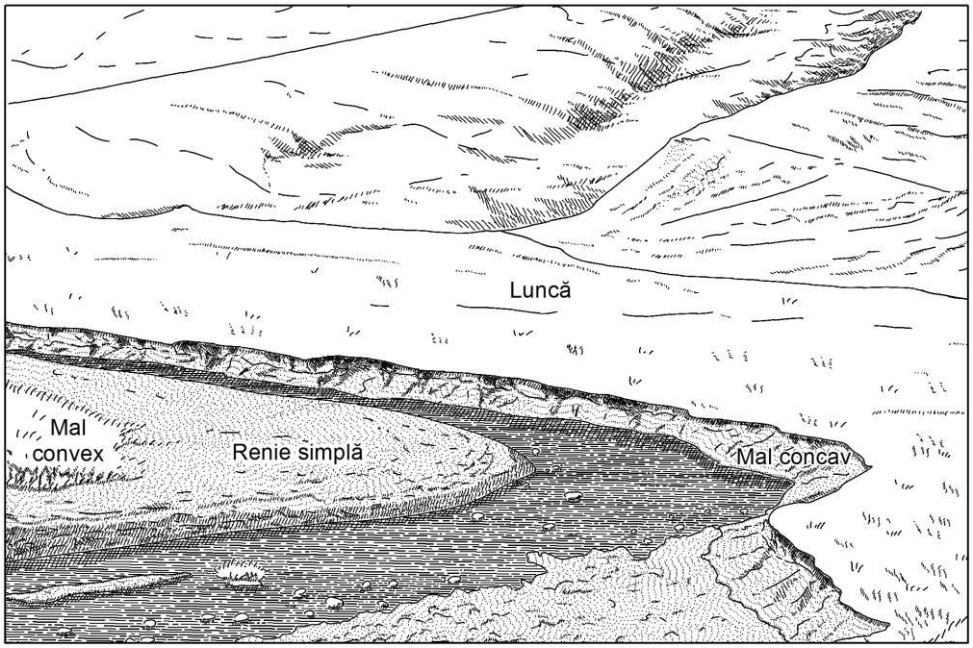


Fig. 6. 29. Renie formată pe malul drept al Brâglezului, în aval de Fabrica

Ea este neacoperită cu vegetație, precum și inundată frecvent în timpul viiturilor obișnuite. Reniile simple sunt caracteristice râurilor de dimensiuni medii din depresiune: Agrij, Almaș, Brâglez, Lonea, Lăpuș, Șieu, Bistrița, Arieș, Hârtibaciu etc., dar se formează și în cazul râurilor principale: Someșul, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieul, Mureșul, Arieșul, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Oltul. Acestea se dezvoltă atât în albiile în care predomină nisipurile, cât și în cele cu pietrișuri.

Reniile marginale sunt forme de tranziție de la microrelieful patului albiei, la cel tipic malurilor convexe, de care nu sunt complet atașate (fig. 6. 28); se mai numesc și renii de tranziție. Au un mare grad de instabilitate cu toate că sunt și cazuri când ele sunt stabile. În profil transversal fiind asimetrice, coama este puternic înclinată spre aval și spre patul albiei (Ichim et al., 1989). În această categorie se includ reniile următoarelor râuri: Someș (sectorul Glod - Dăbâceni), Someșul Mare (sectorul Coldău - Mănăștirel), Someșul Mic (sectorul Iclod -

Gherla), Arieș (sectorul Câmpia Turzii – Gura Arieșului), Mureș (sectorul Aiud - Teiuș), Târnava (sectorul Crăciunelul de Jos - Mihalț), Târnava Mare (sectorul Lunca - Mănărade) etc.

Reniile în volute reprezintă formațiuni geomorfologice și de sedimentare, dezvoltate în malurile convexe ale râurilor, care fac trecerea de la micromorfologia albiei minore la morfologia albiei majore (Ichim et al., 1989) și a luncii. Ele sunt detașate de malul convex prin șanțuri taluzate. Împreună formează un complex de coame și depresiuni, dispuse mai mult sau mai puțin paralel cu râul; sunt acoperite cu vegetație și inundate doar la viituri excepționale. Ca exemple pot fi date reniile: Someșului (de la Rus și Băbeni), Someșului Mare (de Coldău și Reteag), Someșului Mic (de la Bonțida și din aval de Gherla), Mureșului (din aval de Petelea și de la Cristești), Târnavei (de la Tiur și Crăciunelul de Jos), Târnavei Mari (de la Dârlos și Valea Lungă), Oltului (de la Hălmeag și Șona) etc.

Se poate concluziona că, trăsăturile morfologice ale reniilor diferă de la un râu la altul și pe sectoarele acestora, în funcție de mărimea debitului, natura depozitelor, stadiul de evoluție și raportul dintre raza de curbură a buclei de meandru și lățimea albiilor.

Subdiviziunile albiei. În cadrul albiilor din depresiune se pot individualiza următoarele subdiviziuni: canalul de etiaj, albia minoră și albia majoră (fig. 6. 30).

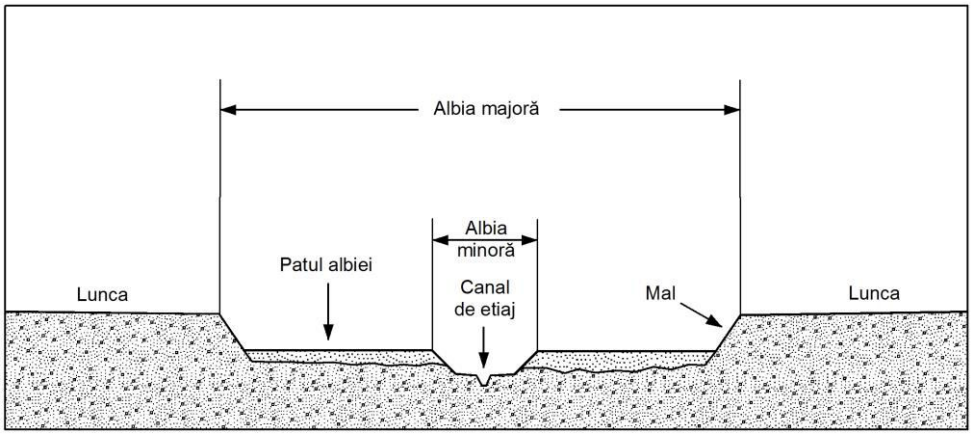


Fig. 6. 30. Elementele specifice unei albii din Depresiunea Transilvaniei

Canalul de etiaj sau talvegul reprezintă porțiunea din albia minoră prin care are loc scurgerea apei la debite minime. Este o formă de relief instabilă, atât ca dimensiune, cât și ca direcție în plan orizontal, datorită acțiunii permanente a curentului de apă asupra ei.

Albia minoră sau albia propriu-zisă este porțiunea delimitată de malurile râului sau secțiunea prin care apele se scurg la debite medii. În cadrul ei se întâlnesc

atât forme de eroziune (marmite, surplombe, abrupturi de mal, repezișuri, praguri etc), cât și de acumulare (ostroave, insule, grinduri, renii etc.) (fig. 6. 31).

Albia majoră este secțiunea de vale supusă modificărilor fluviatile la creșteri periodice de nivel (ape mari și viituri). Ea este o formă de relief construită de râul care o traversează, dimensiunea ei fiind în relație directă cu valoarea debitului acestuia (Ichim et al., 1989). Depozitele din componența albiei majore s-au format atât prin depunerea materialelor aduse de râu la inundații (acreție verticală sau agradare), cât și prin acreție laterală, la malul convex, proces în urma căruia au rezultat reniile, ca efect al migrării meandrelor (fig. 6. 31).

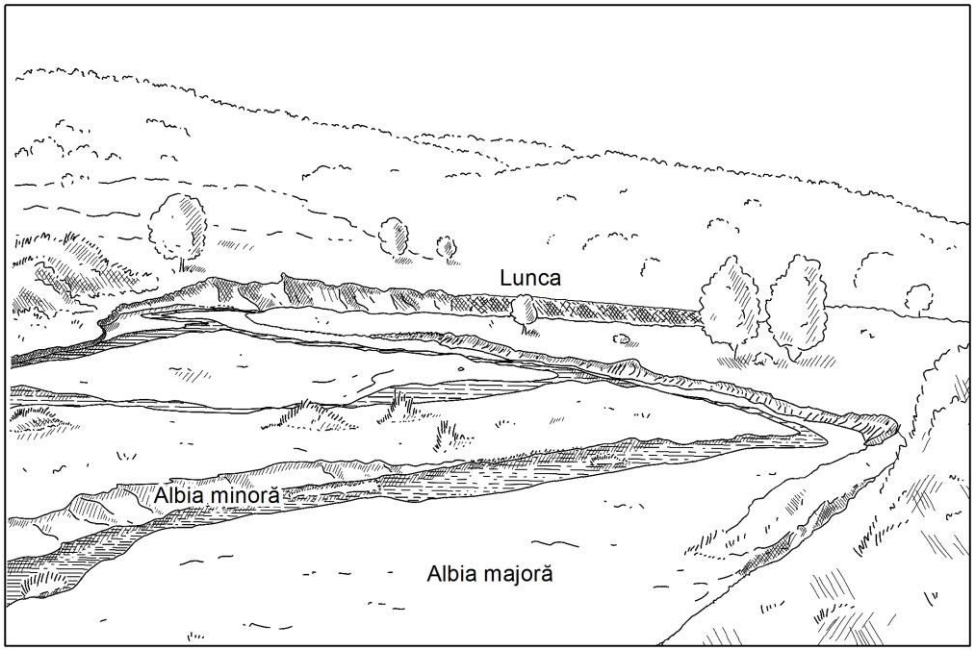


Fig. 6. 31. Albia râului Brâglez (sectorul Brâglez-Surduc)

Albia majoră a râurilor din depresiune se caracterizează prin forme de relief specifice, rezultate în urma procesului hidrodinamic: meandre, renii, ostroave, martori de eroziune, grinduri laterale, bălți pe cale de anastomozare etc. Sub aspectul extinderii spațiale, albiile majore, comparativ cu luncile, sunt slab reprezentate, având o prezență secvențială (Irimuș, 1998).

6.3.1.2. Tipuri de albii

Pentru stabilirea tipologiei albiilor din depresiune s-a utilizat pentru început criteriul tipului de depozit, în care ele au fost sculptate, pentru ca apoi să se utilizeze

și un criteriu mai complex și anume cel al configurației în plan, a tipului aluviunilor transportate și modului de sedimentare a acestora.

Sub aspectul tipului de depozit, în care are loc modelarea fluvială, albiile din depresiune sunt de două tipuri: albii pe substrat rezistent și albii cu pat aluvial. Trebuie menționat că este vorba mai degrabă de sectoare de albie, aparținătoare unui tip sau altul, decât albii întregi de la izvoare la vărsare.

Albiile pe substrat rezistent, considerate albii de eroziune, sunt cele în care curentul de apă cu greu poate pune în mișcare, fragmentele de rocă desprinse din patul aluvial și din maluri. Astfel de albii sunt modelate prin dizolvare, coraziune și acțiune hidraulică. În albiile modelate într-un substrat rezistent, efectul acțiunii fluviale este și unul de curățire a elementelor ajunse în ele, prin aportul afluenților, care drenează teritorii constituite din roci friabile.

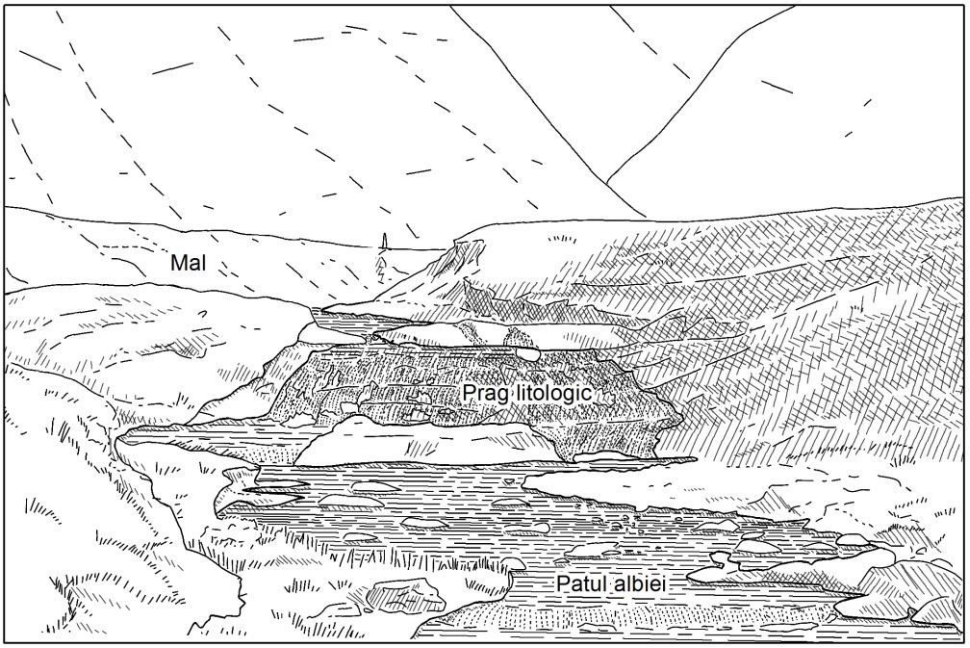


Fig. 6. 32. Albia râului Poiana în Cheile Babei

În categoria albiilor cu substrat rezistent se înscriu îndeosebi cele carstice din Podișul Purcăreț-Boiu Mare: Valea Ascunsă (atât în amonte cât și în aval de Ciula), Valea Purcărețu (în aval de Purcăreț), Valea Secăturii (în aval de Luminișu), Valea Frâncenilor sau Vârtoape (în aval de Frâncenii de Piatră), Valea Poiana (în aval de Baba) etc. (fig. 6. 32). Acestora li se adaugă sectoarele pe care unele văi, din Dealurile Clujului și Dejului, intersectează orizonturi ale Tufului de Dej: Borșa (între localitățile Vultureni și Ciumăfaia), Luna (între Pâglișa și Dăbâca), Lujerdiului (între Stoiana și Morău), Mărului la Aluniș etc. Tot în acesta

categorie pot fi menționate unele sectoare scurte ale Someșelor, Mureșului, Târnavelor etc., în cuprinsul cărora sunt intersectate orizonturi mai dure alcătuite din gresii, conglomerate, calcare și tufuri.

Albiile cu pat aluvial, considerate albii mobile, sunt cele în care are loc o acțiune continuă de distribuire a materialelor dintre maluri. Spre deosebire de precedentul tip de albie, unde modelarea era ireversibilă, materialele sunt luate și deplasate de curentul de apă, format la creșterile de nivel, pentru ca apoi să fie redepuse ca sedimente, în faza de redresare a curgerii sau în spațiul de liniștire a curenților.

Astfel de albii se numesc mobile întrucât sunt formate din aluviuni, motiv pentru care se modifică rapid și pot suferii schimbări majore de formă, chiar și în cazul unei creșteri medii a debitelor (Mac, 1986). De exemplu, creșterea debitului nu se rezumă doar la creșterea vitezei, ci determină pe de o parte adâncirea râului, iar pe de altă lărgirea albiei prin eroziune laterală (fig. 6. 33); nu lipsesc nici acumulările, îndeosebi la malurile convexe și pe sectoarele unde viteza apei scade.

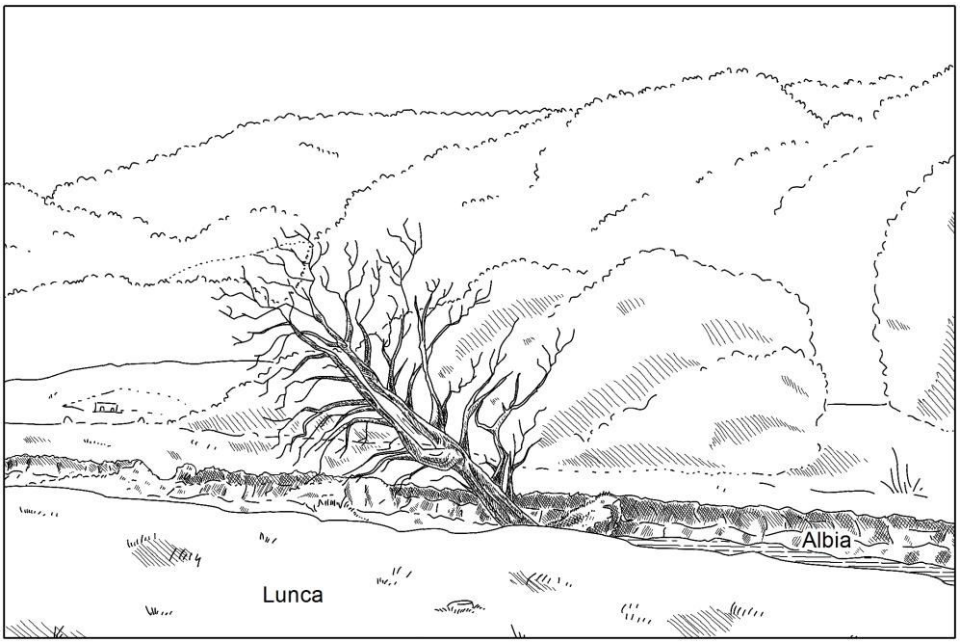


Fig. 6. 33. Efectul eroziunii în albia râului Brâglez (în aval de Gârbou)

Tipul acesta este specific majorității albiilor din depresiune, prevăzute cu pat aluvial, chiar și discontinuu (aici mă refer la albiile râurilor de ordinul 1 și 2 – în sistemul Horton-Strahler – care datorită caracterului semipermanent nu au reușit să-și construiască un pat aluvial continuu, curgând de cele mai multe ori pe un substrat alcătuit din roci friabile de tipul, argilelor, marnelor, nisipurilor etc.). În unele situații, chiar și în cazul râurilor de ordine superioare (5 sau mai mult) există sectoare pe care

aluviunile lipsesc, albia fiind săpată direct în roca de bază, aşa cum este în cazul Someşului Mic, pe majoritatea sectoarelor dintre Gilău şi Gherla (Feier, 2010).

În urma aplicării criteriului relaţiilor de cauzalitate existente între configuraţia în plan a albiilor, tipul aluviunilor transportate şi modul de sedimentare a acestora, aşa cum a fost el propus, în numeroase rânduri, de către Schumm (1977, 1981, 1985, 2005 etc.), s-a ajuns la o clasificare cu trei tipuri de bază: albii drepte, albii meandrate şi albii împletite, cu varianta anastomozate.

Albiile drepte sunt, după cum spunea Leopold şi Wolman (1957), atât de rar întâlnite în teren, încât aproape că nici nu există. Tocmai de aceea referirile au început să se facă la sectoare de albii drepte, care pe o distanţă de cel puţin 10 ori lăţimea lor, îşi menţin direcţia liniară. Convenţional se consideră că albiile rectilinii sunt cele care au valoarea indicelui de meandrare sub 1,1 (Schumm, 1977). Aceste albii au caracteristici geomorfologice asemănătoare cu celelalte tipuri de albii. Se remarcă totuşi prin următoarele note distincte: o tendinţă uşoară de meandrare la nivelul talvegului, datorită prezenţei debitului solid, din care se depun alternativ la un mal şi la celălalt ostroave; prezenţa vadurilor şi adâncurilor, organizate după aceleaşi legităţi ca la celelalte tipuri de albii; se apreciază că la acest tip de albie nu există energie suplimentată, faţă de cea necesară transportului debitului lichid, energie care să fie folosită pentru schimbarea direcţiei curgerii prin eroziunea malurilor şi migrarea albiilor (Rădoane et al., 2001).

În depresiune, astfel de sectoare de albie sunt destul de rare, cu excepţia celor care au fost canalizate în vederea amenajărilor hidrotehnice, dar care din cauza intervenţiei antropice nu pot fi luate în considerare. Se remarcă totuşi următoarele sectoare de râu, al căror albii se includ în această categorie: Someşul (între Bizuşa Băi şi Răstoci, precum şi între Răstoci şi Lemniu), Someşul Mare (la Năsăud), Someşul Mic (la Salatiu), Oltul (în aval de Ungra) etc.

Albiile meandrate sau sinuoase sunt acelea care, datorită unor cauze intrinseci şi extrinseci, nu îşi păstrează traseul liniar. Pentru diferenţierea lor de alte tipuri se ia în considerare *coeficientul de meandrare* sau sinuozitate (C_m) care este raportul dintre lungimea reală a râului (L) sau a sectorului de râu analizat şi lungimea în linie dreaptă a distanţei dintre extremităţile râului sau a sectorului considerat (AB). În general valorile coeficientului de meandrare variază între 1 şi 3, ultima valoare fiind destul de rar depăşită. Râurile cu un coeficient de meandrare mai mare de 1,3 (după Chang, 1979) sau 1,5 (după Leopold şi Wolman, 1957) sunt considerate meandrate, cele cu valori între 1,1 şi 1,3 sinuoase, iar acelea pentru care valoarea este mai mică de 1,1 (Schumm, 1977), aşa cum am mai menţionat, se consideră drepte.

Majoritatea râurilor din Depresiunea Transilvaniei sunt din categoria celor sinuoase sau meandrate, valorile diferind de la un sector la altul după cum urmează: 1,33 pentru râul Lăpuş (sectorul Lăpuş - Răzoare), 1,92 pentru Someş (sectorul Vad - Rus), 1,38 pentru Someşul Mare (sectorul Coldău - Mica), 1,93 pentru Someşul

Mic (sectorul Gherla - Mică), 1,81 pentru Şieu (sectorul Sărăţel - Cociu), 2,81 pentru Mureş (sectorul Cipău - Luduş), 1,65 pentru Mureş (sectorul Mihalţ – Vinţu de Jos), 1,64 pentru Arieş (sectorul Câmpia Turzii – Gura Arieşului), 1,57 pentru Târnava (sectorul Blaj - Mihalţ), 1,62 pentru Târnava Mare (sectorul Cristuru secuiesc - Sighişoara), 1,76 pentru Târnava Mare (sectorul Sighişoara - Mediaş), 1,94 pentru Târnava Mică (sectorul Fântânele - Odrihei), 2,11 pentru Târnava Mică (sectorul Suplac - Deaj), 2,15 pentru Târnava Mică (sectorul Cetatea de Baltă - Petrisat), 1,61 pentru Secaşul Mare (sectorul Miercurea Sibiului - Cut), 1,35 pentru Hârtibaciu (sectorul Nocrich - Caşolţ), 2,41 pentru Olt (sectorul Crihalma - Făgăraş) etc.; menţionez că valorile au fost calculate pe traseele albiilor nemodificate antropic (captări artificiale de meandru) (fig. 6. 34).

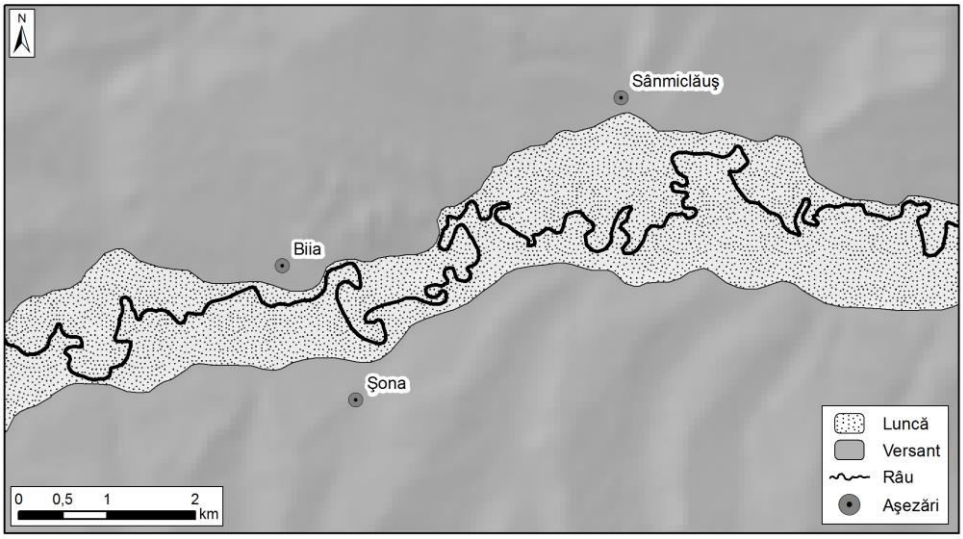


Fig. 6. 34. Meandrele Târnavei Mici pe sectorul Sânmiclăuş – Biia (C_m = 2,41)

Cauzele meandrării. Meandrarea râurilor din depresiune, pe lângă faptul că este o continuare, în actualele condiţii geomorfologice, a celei care a avut loc, mult mai intens, la sfârşitul Pleistocenului şi începutul Holocenului, este influenţată şi de cauze locale, în special de natură structurală. Aici mă refer la faptul că principalele râuri transilvane, curgând de la est la vest, intersectează de două ori aliniamentul cutelor diapire, şi de asemenea traversează partea centrală a depresiunii, acolo unde sunt prezente structurile de tip dom şi brahianticlinal. Aceste diferenţieri structurale sunt accentuate, pe alocuri, şi de cele petrografice, fapt care determină ca panta albiei să varieze, influenţând procesele din patul aluvial şi de la maluri. De exemplu, pe sectoarele în care râurile traversează domuri, dar mai ales sinclinalele dintre astfel de structuri, valorile coeficienţilor de meandrare cresc până la 2. La fel se întâmplă şi în amonte de sectoarele de traversare a fasciculelor de cute diapire.

În consecință, dezvoltarea meandrului compus al Mureșului de la Bogata a fost favorizată de prezenta unei structuri de tip brahianticlinal (Josan, 1979); pe acest sector scurt valoarea coeficientului de meandrare ajunge la 2,81.

Meandrarea accentuată Târnavei Mici și prezența meandrelor compuse, se datorează unor cauze locale, cum ar fi existența unor praguri litologice în albie la Cetatea de Baltă și Petrisat (Josan, 1979). Pe acest sector valoarea coeficientului de meandrare ajunge la 2,15. Tot în cazul Târnavei Mici, fenomenul de meandrare este intensificat, atunci când râul traversează sinclinalele dintre domuri. Acest fapt este evident pe sectorul de la nord de domurile Nadeș și Filitelnic, cuprins între Fântânele și Odrihei, unde valoarea coeficientului de meandrare ajunge la 1,94 sau în extremitatea nordică a sinclinalului situat între domurile Filitelnic și Deleni, sectorul Suplac - Deaj, caracterizat de valori ale aceluiași indice de 2,11. Toate acestea denotă că, în amonte de structurile de tip dom sau cută diapiră, văile sunt în condiția de suspendare, ca efect al adaptării la structură.

Meandrele Târnavei Mari, din amonte de Sighișoara, sunt condiționate de prezența pragului litologic, alcătuit din gresii și conglomerate de la Sighișoara, în spatele căruia cursul este suspendat, de unde și un coeficient de meandrare de 1,62, la valori ale pantei albiei de sub 1 ‰.

Valorile maxime ale coeficientului de meandrare aparțin râului Olt, imediat după intrarea în Depresiunea Făgăraș, când pe sectorul Crihalma – Făgăraș înregistrează 2,45. Această situație este pusă și pe seama relativei suspendări a cursului de apă în amonte de structurile diapire din sudul Podișului Hârtibaciu (de la Cincu, Rodbav etc.), care se continuă mai atenuat și în partea estică a Depresiunii Făgăraș.

Existența meandrării la acest nivel, oglindită și de valorile coeficientului menționat, este o dovadă a maturității ciclului aluvial, caracterizat de prezența unor lunci mature, relativ stabile (Pendea, 2005). Continuarea meandrării, însoțită de numeroase autocaptări de meandru, evidențiază manifestarea unui proces de incizie din partea albiilor, soldat cu detașarea clară a unei terase inferioare de luncă, proces ce poate fi considerat începutul unui nou ciclu aluvial (Pendea, 2005). Acest aspect este valabil atât pentru râurile principale, de proveniență carpatică, cât și pentru unele autohtone, după cum se întâmplă în cazul râului Brâglez (afluent de stânga al Someșului), care se raportează la nivelul de bază, în coborâre, al Someșului de la Jibou (Roșian, 2011).

Evoluția meandrelor. Albiile meandrate sunt caracterizate de instabilitate, atât timp cât procesele geomorfologice, care au loc la maluri, sunt cât se poate de diferite. Comparativ cu alte tipuri de albii, în cadrul acestora se manifestă cel mai evident contradicția care există între malurile concave (unde are loc eroziunea) și cele convexe (unde predomină acumularea). Se ajunge astfel la migrarea meandrelor,

care este definită ca fenomenul de deplasare în plan orizontal al albiilor, indiferent de direcție – amonte, aval și lateral (Rădoane et al., 2001).

Extensia laterală, din timpul formării meandrelor, are ca efect prelungirea canalului de curgere și creșterea amplitudinii lor (Charlton, 2008). Pe măsură ce concavitatea din mal crește, traseul canalului de etiaj, și cu el întreaga suită de procese specifice albiei minore, se deplasează în aceeași direcție. Față de concavitatea apărută în mal, curentul de apă nu mai curge paralel, ci sub un anumit unghi, favorizând în continuare eroziunea. La malul opus albia primește o formă convexă, unde se acumulează materialele transportate de râu, sub formă de renie, ca proces complementar celui de eroziune. Prin evoluția îndelungată în această manieră se ajunge la un traseu sinuos și apoi meandrat al albiei.

Menținerea diferențierilor procesuale, între malul concav și cel convex, determină: accentuarea buclelor meandrelor, lungirea canalului de etiaj și micșorarea pantei albiei în profil longitudinal. Prin accentuarea malului concav, urmată de părăsirea malului convex, se ajunge la accentuarea buclei meandrelor și reducerea treptată a spațiului, dintre două bucle succesive de meandru, până la forma de peduncul. Acesta din urmă poate fi cu timpul secționat, iar cursul râului să fie îndreptat printr-o albie nouă, fenomen cunoscut sub denumirea de autocaptare de meandru sau străpungerea meandrului; el se produce îndeosebi în timpul apelor mari și a viiturilor. Prin autocaptări de meandru are loc diminuarea lungimii râurilor.

Ca exemplu, în acest sens, poate fi dat cursul Târnavei, care în urma ultimei autocaptări de meandru (fig. 6. 35), produsă în 1975, și-a redus lungimea cu 2,5 km și valoarea coeficientului de meandrare de la 1,75 la 1,57, cât are în prezent. Reconstituirea cursului Târnavei pornind de la meandrele părăsite, existe în teren și observate pe documente cartografice mai vechi, a evidențiat că acesta era mult mai meandrat, în urmă cu câteva secole, când valoarea coeficientului de meandrare ajungea la valoarea de 2,10 (Roșian, 2011). Odată cu schimbarea cursului Târnavei, majoritatea variabilelor implicate, în procesul de ajustare a morfologiei albiei, atât geomorfologice (talveg, rază de curbură etc.), cât și hidrologice (viteză, debit lichid, debit solid etc.), au suferit și ele modificări; acestea pot fi corelate cu creșterea locală a pantei talvegului și cu reducerea valorii coeficientului de meandrare (Roșian, 2011). În condițiile date, atât pentru râul Târnava, cât și pentru altele, afectate de procese similare, se remarcă o evidentă tendință de îndreptare a traseului meandrat.

Un alt râu caracterizat de un proces complex de meandrare, însoțit de numeroase autocaptări este Someșul Mic. Pentru acesta se remarcă existența a 54 de autocaptări în intervalul 1884 – 1977, o parte din ele fiind induse antropic (Feier, 2010).

În urma unei astfel de evoluții rezultă forme de relief specifice: *belciugul* (vechiul meandru), *popina* (porțiunea de uscat rămasă în interiorul belciugului), *pragul* (denivelarea în profilul albiei apărută în sectorul de autocaptare a meandrului)

terasele de meandru (treptele rezultate prin adâncirea şi alungirea spre aval a buclei de meandru) (fig. 6. 35).

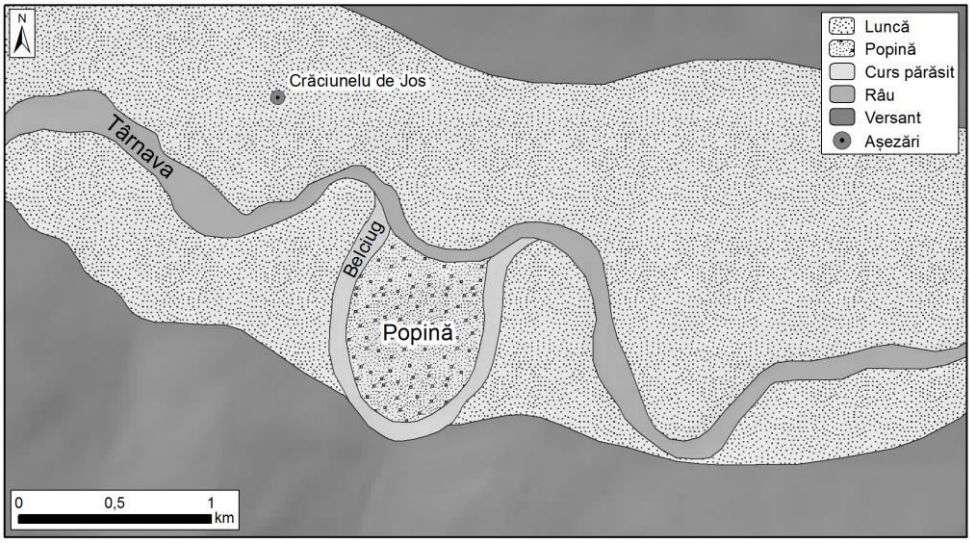


Fig. 6. 35. Elementele autocaptării unui meandru al Târnavei

Autocaptările de meandru, care au avut loc în ultimele secole, surprinse pe ridicările cartografice mai vechi, sunt o continuare a celor de la sfârşitul Holocenului, când se înregistrează o reducere atât a amplitudinii meandrelor cât şi a numărului lor, pe fondul inciziei, tot mai evidente, a albiei de către râu, proces soldat cu detaşarea terasei inferioare sau a luncii (Pendea, 2005).

Sub aspectul localizării, meandrele se dezvoltă în interiorul albiei majore şi al luncii într-un spaţiu denumit pat sau coridor de meandrare (Mac, 1976). Alături de acest termen se mai utilizează şi cel de fâşie de meandrare, care desemnează spaţiul inclus între tangentele de la exteriorul buclelor de meandrare (Rădoane et al., 2001). În Depresiunea Transilvaniei acesta este prezent în culoarele de vale ale râurilor care meandrează: Someşuri, Mureş, Arieş, Târnave, Secaşul Mare, Hârtibaciu, Olt etc.

Tipuri de meandre. În depresiune meandrele sunt diverse, existând atât meandre de râu (adâncite în depozite aluvionare), cât şi meandre de vale (care datează de la începutul stabilizării râului pe traseul respectiv).

Meandrele de râu sunt adâncite în depozite aluvionare, iar procesul de meandrare se desfăşoară liber, de unde şi denumirea pentru ele de meandre libere, divagante sau rătăcitoare (sunt puţin adâncite în depozitele de albie). Astfel de meandre sunt specifice tuturor râurilor din depresiune care meandrează, excepţie făcând sectoarele cu meandre încătuşate.

Meandrele de vale datează de la începutul stabilizării râului pe traseul respectiv. Dezvoltarea lor are loc simultan cu formarea văii, care este şi ea

meandrată, motiv pentru care geneza lor se pune pe seama antecedenței sau epigenezei. Un exemplu elocvent în acest sens îl reprezintă Valea Târnavei Mari la Sighișoara, care pe lângă îngustimea care o caracterizează, mai este și una meandrată de tip încătușat (fig. 6 36).

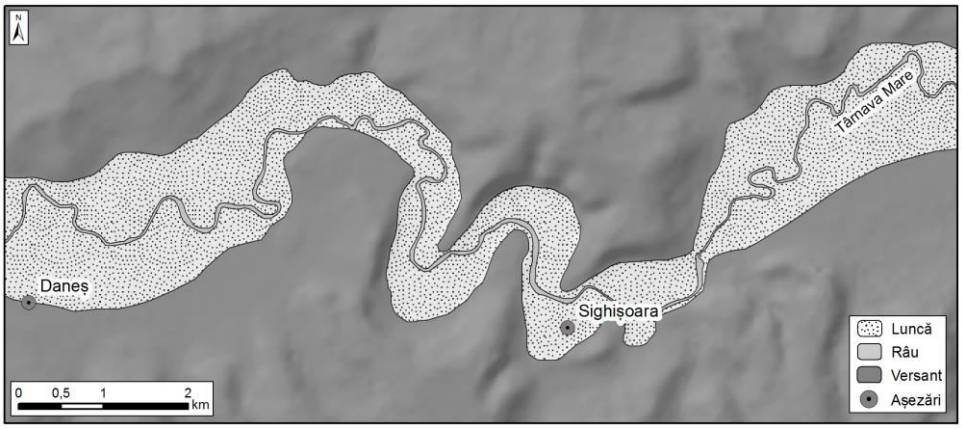


Fig. 6. 36. Meandrele de vale ale Târnavei Mari la Sighișoara

Albiile împletite sunt caracterizate de prezența mai multor canale (brațe), care se reunesc și se despart din loc în loc; pentru categorisirea lor se utilizează valorile coeficientului de împletire sau the braiding index (B_i), care este un raport între dublul sumei lungimii insulelor și/sau a brațelor râului și lungimea râului, măsurată de-a lungul albiei principale (Brice, 1964). În categoria râurilor din Depresiunea Transilvaniei, care prezintă sectoare cu astfel de albii, se remarcă majoritatea râurilor principale. Trebuie precizat că nu putem vorbii de albii împletite, pe sectoare extinse, în adevăratul sens, de genul celor existente pe râurile din Subcarpații Moldovei (Râșca, Moldova, Ozana, Cracău, Bistrița, Tazlău, Trotuș etc.). Aceasta deoarece este vorba mai mult de sectoare meandrate, prevăzute și cu despletiri ale albiei pe distanțe scurte. De cele mai multe ori la despletirea albiei contribuie unu sau cel mult două ostroave. Deoarece ele nu sunt întotdeauna fixate cu vegetație le consider sectoare de albie împletite și nu anastomozate.

Cauzele formării albiilor împletite sunt variate, așa cum se observă în lista propusă de Fahnestock (1963): maluri ușor erodabile, variația rapidă a debitului lichid, debit solid abundent, granulometria depozitelor, declivitate mare a albiei, incompetența locală a scurgerii etc. Inițierea procesului de împletire își are originea în partea centrală a albiei, acolo unde are loc acumularea de material grosier sub formă de banc, ce evoluează ulterior într-un ostrov emers, care se poate transforma într-o insulă (Leopold și Wolman, 1957); dacă aceasta este stabilizată apoi cu vegetație are loc trecerea la anastomozare. În Depresiunea Transilvaniei, existența sectoarele de albii împletite se leagă îndeosebi de prezența debitului solid, adus de

diverşi afluenţi, ai râurilor principale sau adus chiar de acestea din Munţii Carpaţi, şi depus apoi pe sectoarele unde condiţiile locale favorizează acumularea. La aceasta se adaugă şi variaţiile declivităţii, de la un sector de albie la altul.

Morfologia albiilor împletite este una dominată de formaţiuni denumite ostroave (fig. 6. 37). Ele sunt formaţiuni de pat aluvial, care au lungimea de acelaşi ordin de mărime cu lăţimea albiei şi înălţimea de acelaşi ordin cu adâncimea medie a scurgerii care le generează (Ichim et al., 1989). Sursa citată menţionează că, ostroavele se formează în toate tipurile de aluviuni, dar că cele alcătuite din prundişuri (pietriş amestecat cu nisip) predomină şi au stabilitatea cea mai mare. Se remarcă în acest sens cele ale Someşului (pe sectoarele: Căpâlna – Fodora, Lemniu – Letca, Băbeni - Ciocmani), Someşului Mare (pe sectoarele: Salva – Mocod, Piatra – Săsarm), Şieului (pe sectorul Şieu-Sfântu - Şintereag) Mureşului (pe sectoarele: Ideciu de Jos – Reghin, Micoşlaca – Păgida), Târnavei Mari (pe sectorul Micăsasa - Mănărade) şi Oltului (pe sectorul Veneţia de jos - Hălmeag).

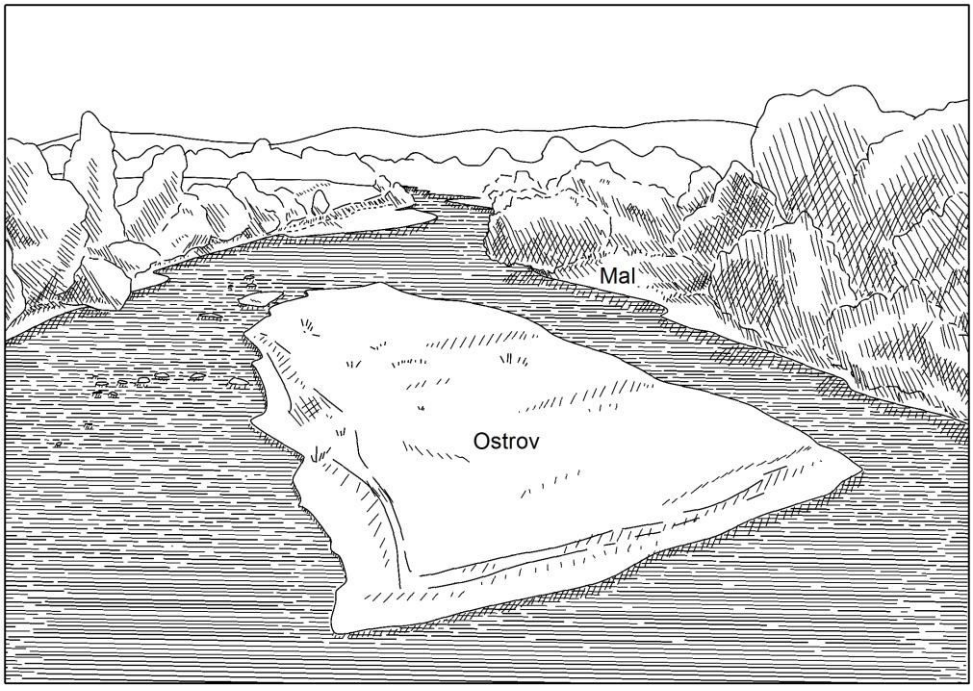


Fig. 6. 37. Ostrov în albia Târnavei Mari, la Micăsasa

Sub aspect sedimentologic ele sunt alcătuite din două unităţi (Bluck, 1976, 1982, citat de Ichim et al., 1989): platforma ostrovului sau baza (reprezintă partea înrădăcinată în depozitele grosiere ale patului albiei) şi supraplatforma sau partea expusă deasupra nivelului apei (poate la ape mari să ajungă şi ea submersă).

Dintre clasificările ostroavelor se remarcă cea propusă de Bluck (1976). El face distincția între ostroavele laterale (specifice albiilor sinuoase) și ostroavele mediale sau romboidale (caracteristice albiilor împletite). Fiecare ostrov are un vârf, în partea extremă din amonte, și o frunte în partea extremă din aval. Vârful este alcătuit predominant din aluviuni de dimensiuni mari, în timp ce fruntea are în componență particule mai fine. Tipice sunt în acest sens ostrovele din albia râului Someșului (sectorul Băbeni – Ciocmani) sau cele ale Oltului (sectorul Veneția de jos - Hălmeag).

Morfologia în plan a albiilor împletite este controlată de formarea ostroavelor de acumulare de tip romboidal sau median, a căror compoziție granulometrică prezintă variații de la praf și argilă, până la nisipuri, pietrișuri și blocuri de rocă (Rădoane et al., 2001).

O astfel de morfologie este posibilă doar la pante mari ale albiei și debite solide abundente, condiții în care cantitățile de aluviuni, în surplus, nu pot fi transportate, fără să se înregistreze o creștere a debitului lichid; răspunsul albiei la tranzitul unei cantități mari de aluviuni este stocarea unei părți din acestea în ostroave, fapt care determină împletirea albiei (Ichim et al., 1989).

Albiile anastomozate, reprezintă o variantă aparte a celor împletite. Diferența este dată îndeosebi de panta mai redusă, o mai mare stabilitate a albiei, coezivitatea malurilor, transport predominant în suspensie și brațe divizate de insule acoperite cu vegetație; lățimea insulelor trebuie să fie de peste trei ori mai mare decât lățimea albiei ocupate de apă la debite medii (Ichim et al., 1989). Ca exemplu poate fi dată albia râului Târnava, sectorul Blaj – Mihalț, unde la geneza insulelor fixate de vegetație a contribuit debitul solid, adus de cele două Târnave (Mare și Mică, care își au confluența la Blaj), pe fondul variațiilor semnificative de debit, îndeosebi în timpul viiturilor, care în punctul de confluență ajung decalat. Dimensiunile insulelor ajung în acest caz până la valori de 500 m, pentru lungime, și 90 m, pentru lățime, fiind printre cele mai mari din Depresiunea Transilvaniei.

Alături de sectorul de râu menționat albii anastomozate sunt specifice și altor râuri (fig. 6. 38): Someșului (sectoarele Glod – Rus), Someșului Mare (sectorul Coldău – Cristeștii Ciceului), Someșului Mic (sectoarele: Apahida – Jucu de Mijloc, Bonțida, Iclod, Gherla – Petrești), Șieului (sectorul Arcalia - Șirioara), Mureșului (sectoarele: Deda – Vălenii de Mureș, Petelea – Gornești, Ungheni – Chirileu, Gura Arieșului – Uioara de Sus), Arieșului (sectoarele: Moldovenești - Mihai Viteazu, Câmpia Turzii – Luna), Târnavei Mari (sectorul Copșa Mică - Micăsasa) etc. Prezența în albia Târnavei Mari, a insulelor fixate cu vegetație, în aval de Copșa Mică, acolo unde are loc confluența cu râul Visa, este favorizată și existența unui debit solid însemnat, adus de acest râu din Podișul Hârtibaciului și Podișul Secașelor.

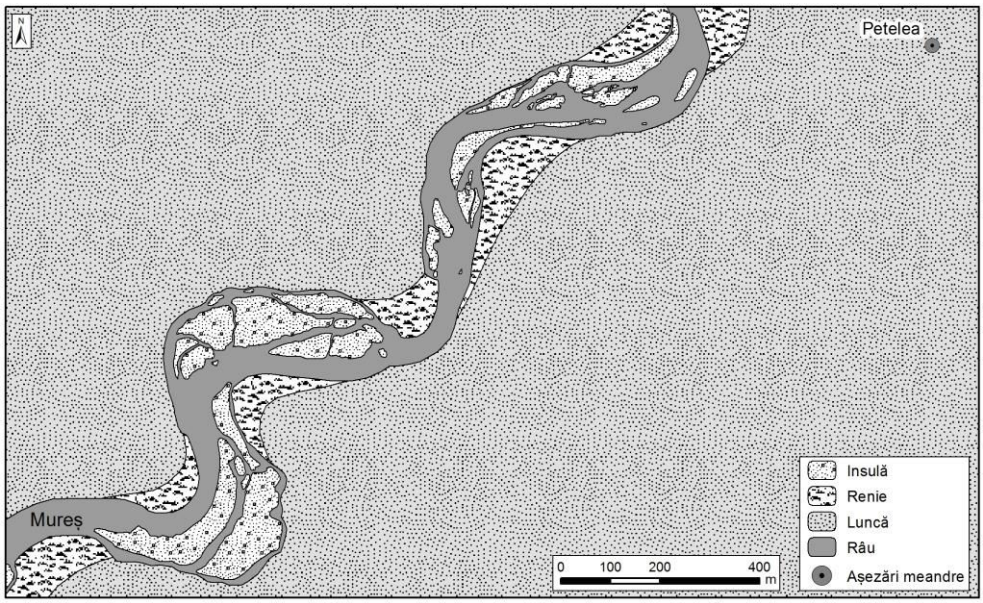


Fig. 6. 38. Albia anastomozată a Mureșului la Petelea

Cele trei tipuri de albii menționate nu sunt întâlnite întotdeauna separat în teren, existând și cazuri, când pe sectoare meandrate pot exista despletiri locale ale albiei, datorită prezenței ostroavelor. Elocventă este în acest caz albia Târnavei, a Mureșului (sectorul Gura Arieșului – Uioara de Sus), precum și a Arieșului. În același timp, evoluția unor sectoare de albie împletite spre anastomozare, va face ca informațiile furnizate în această secțiune a lucrării să piardă din exactitate

Urmărirea tipologiei albiilor din depresiune, și a formelor specifice, evidențiază că una din cele mai active secțiuni, din cadrul domeniului fluvial de modelare, este reprezentată de acestea. Cele mai instabile albii sunt cele formate în depozite aluviale, morfologia lor schimbându-se substanțial pe măsură ce debitul, aprovizionarea cu sedimente și alți factori variază, deoarece aluviunile nu rezistă la eroziune (Hugget, 2005).

6.3.2. Luncile

În cadrul culoarelor de vale, alături de albii, sunt prezente luncile fluviale. Ele au aspectul unor fâșii de teren, rămase de o parte și de alta a cursurilor de apă, datorită organizării dinamicii fluviale la un alt nivel, mai coborât altitudinal, din cauza adâncirii râurilor. Pe suprafața luncii procesele de albie sunt practic inexistente, ea fiind acoperită de ape doar la debite catastrofale. Se întâlnesc în schimb procese legate de stagnarea apei în bălți, lacuri și meandre părăsite.

Geneza. Formarea luncilor din depresiune a început inițial cu adâncirea și extinderea laterală a patului aluvial, urmând ca apoi, acesta să fie umplut cu depozite și transformat în albie majoră. Pe măsură ce aceasta nu a mai fost supusă modelării hidrologice, din cauza adâncirii râurilor și secționării depozitelor aluviale, pentru a se stabiliza la alt nivel (cel al albiilor actuale), fostele albii majore s-au individualizat ca trepte și au trecut în categoria luncilor. Prin extinderea, morfologia și particularitățile hidrologice care le caracterizează, luncile din depresiune, sunt incluse în categoria teraselor (terasa întâi), atunci când are loc inventarierea acestora.

Geneza luncilor a avut astfel loc în condițiile atingerii locale a unui stadiu de echilibru morfodinamic, când râul și-a concentrat energia, de care dispune, pentru transportul apei, al aluviunilor și pentru a eroda la malurile concave (Ielenicz, 2005). În condițiile în care râurile meandrează la malul convex se dezvoltă renii, care cu timpul sunt integrate și ele luncii. Dovada cea mai evidentă, a începutului maturității unui râu, este tendința lui de a-și dezvolta un fund de vale plat (Strahler, 1973), afirmație valabilă pentru majoritatea râurilor din depresiune.

Întreaga suită de procese, care au contribuit la formarea luncilor, cu toate că are la bază cauze complexe, a fost direcționată de două variabile principale: schimbările climatice și mișcările tectonice. Sub aspect climatic au fost decisive variațiile temperaturii și a precipitațiilor, înregistrate începând cu sfârșitul ultimului mare interglaciar (Eemianul) și până în prezent, când încă continuă, la intensități reduse, procesul de formare a luncilor. Mișcările tectonice fiind preponderent pozitive au favorizat pe de o parte eroziunea în Munții Carpați, acolo de unde provin principalele râuri transilvane, iar pe de alta incizia albiilor, prin raportare la nivelurile de bază aflate în coborâre, existente în afara depresiunii.

Sfârșitul ultimului mare interglaciar (Eemianul) și începutul ultimului glaciar (Weichselianul – echivalentul glaciațiunii Würm în Munții Carpați) sunt caracterizate de existența inciziilor la nivelul albiilor (Pendea, 2005). Practic în această perioadă are loc secționarea substratului, pentru crearea spațiului necesar agradării, care v-a avea loc în timpul și spre sfârșitul ultimei perioade glaciare.

Prezența în partea inferioară a luncii a pietrișurilor și bolovănișurilor, depuse începând cu Ultimul Maxim Glaciar (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu), indică foarte clar că săparea fundului văii a avut loc anterior acestei perioade de maximă deteriorare climatică (Weichselian sau Würm, aprox. 120.000 – 11.700 ani BP) (Feier, 2010).

Pentru Pleniglaciarul Mijlociu (înainte de Ultimul Maxim Glaciar) cea mai mare parte a râurilor din Europa au cunoscut o etapă cu o puternică agradare verticală (Mol et al., 2000), într-un regim tipic de despletire (Pendea, 2005).

Printre cauze se numără și caracterul efemer al modelării fluviale din aceea perioadă, prevăzută cu numeroase fluctuații în agradarea verticală a albiei, pe

fondul existenței unui substrat înghețat sezonier și a unor condiții de permafrost instabil (Mol et al., 2000). Predominarea albiilor despletite, caracterizate de o agradare verticală substanțială, a determinat pe parcursul acestei etape, formarea unui pat hidraulic grosier, ce poate depăși 10 m în cazul râurilor principale (Pendea, 2005). Conform autorului citat, cu toate că agradarea a fost specifică și râurilor autohtone depresiunii, ea a fot mai atenuată, fiind influențată de caracterele geologice ale formațiunii sursă; materialele acumulate în această etapă sunt mai grosiere, în comparație cu cele de la partea superioară și uneori chiar cu cele de la partea inferioară.

Procesele de agradare a albiilor continuă și pe parcursul Ultimului Maxim Glaciar, cu toate că erau condiții specifice unui climat arid (Vandenberghe, 1993; Pendea, 2005).

În Glaciarul Târziu (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului) are loc instaurarea, pe scară generalizată, a unui regim de meandrare a râurilor în Europa, întrerupt pe alocuri de scurte perioade de incizie (Pendea, 2005). În acest context morfoclimatic, pe fondul creșterii temperaturilor, debitul solid se reduce mult, cel lichid descrește și el, datorită creșterii evapotranspirației, dar nu în aceeași manieră (Vandenberghe, 1993). O variabilă importantă, ce a intervine ulterior, a fost reprezentată de vegetație, care consolidând malurile și reducând mult eroziunea laterală, obligă râurile să meandreze (Pendea, 2005).

Instaurarea unui climat temperat, începând cu Holocenul (Boreal), a favorizat continuarea procesului de meandrare, pe fondul existenței în continuare a unor condiții favorabile agradării albiilor, care s-au menținut și în Holocenul Mediu (Atlantic) (Pendea, 2005).

Spre sfârșitul Holocenului nivelul aluvial format începe să fie detașat sub formă de terasă, fiind în continuare periodic aluvionat, datorită existenței unor intervale cu viiturilor și ape mari.

Morfologia. Cu toate că luncile se prezintă sub forma unor fâșii, de terenuri joase și relativ netede, dispuse de o parte și de alta a albiei, ele au o morfologie proprie rezultată în urma proceselor de meandrare (formarea reniilor în volute), de sedimentare a materialelor aduse de viituri, de acumulare a materialelor provenite de pe versanți și terase, de intervenția ulterioară a omului etc.

Urmărită în profil transversal, morfologia luncii se remarcă printr-o ușoară ridicare altitudinală, în vecinătatea albiei, determinată de aluvionările de la viituri și ape mari, care au depus materialele cele mai recente, cât mai aproape de râu sub formă de grinduri de mal și renii; alături de aceasta sunt și alte forme pozitive prezente sub formă de martori, proveniți din foste insule, ostroave, fragmente de terase de luncă, rezultate din dedublarea acesteia etc. Se adaugă apoi și forme negative, care nu sunt altceva decât vechi albii părăsite, de obicei din categoria

meandrelor abandonate. În același timp, suprafața luncii înclină și dinspre versanți spre partea centrală a culoarului de vale.

În funcție de factorii genetici participanți (geomorfologici, neotectonici, de nivel de bază etc.) luncile râurilor din depresiune se diferențiază ușor de la un bazin la altul, însă au câteva caractere comune, reflectate în cele patru sectoare morfo-funcționale, clar individualizate: albia minoră, grindurile laterale, microdepresiunea șesului inundabil la viituri și tăpșanul coluvio-proluvial (Pendea, 2005). Acesta din urmă este rezultatul depunerii materialelor aduse de pe versant sau de pe terase, de către ravene și torenți, la care se adaugă corpurile alunecărilor de teren, care ajung până pe suprafața luncii; depozitele din componența lui au o granulometrie variată și o structură haotică.

Există și situații în care pe anumite sectoare lunca este dedublată, prin apariția unei a doua trepte, cu o morfodinamică mai accentuată, situată la 0,5 – 2 m altitudine, față de albia minoră. În astfel de situații ea se numește lunca joasă (0,5 – 2 m altitudine relativă) și este localizată îndeosebi în convexitățile meandrelor și în ariile de confluență (Pendea, 2005). Fiind mai joasă decât nivelul general al luncii, această treaptă este mult mai instabilă, sub aspectul dinamicii proceselor geomorfologice, deoarece este mai des inundată. Se remarcă în acest sens lunca Mureșului (sectorul Ocna Mureș – Alba Iulia), Arieșului (sectorul Câmpia Turzii – Gura Arieșului) etc.

Atunci când lunca joasă lipsește, lunca propriu-zisă sau înaltă are o altitudine relativă de 2 – 3 m și doar rareori de 4 – 5 m. Ajunsă la această altitudine relativă, lunca apare detașată ca o treaptă morfologică clară, în cadrul culoarelor de vale; procesele geomorfologice sunt în general diminuate, ceea ce-i conferă un caracter de relativă stabilitate morfodinamică (Pendea, 2005).

Un caz aparte îl constituie luncile dezvoltate, ale unor râuri de ordinul 1 sau 2 (în sistemul Horton-Strahler), cunoscute sub denumire de văi incompetente sau umplute, cum sunt de exemplu cele din Câmpia Transilvaniei. Aceste văi, cu caracter torențial inițial, au fost preluate de modelarea periglaciară, parcurgând în cadrul acesteia un proces secvențial de agradare (Mac și Pendea, 2002). Conform autorilor citați, mecanismul de formare a luncilor a implicat, în acest caz, supraînălțarea continuă a paturilor de albie, cu materiale provenite de pe versant. Acestea din urmă au fost rezultatul proceselor periglaciare de tipul pluviodenudației, denudării peliculare, alunecărilor de teren, curgerilor noroioase, deraziunii etc., iar o dată ajunse în albie, datorită incapacității curenților de apă de a le prelua în totalitate, s-au acumulat umplând și supraînălțând partea inferioară a văilor.

Structura luncii, pentru majoritatea râurilor din depresiune, cuprinde doi membri distincți (Pendea, 2005) (fig. 6. 39):

- ***membrul inferior*** este alcătuit dintr-un amestec de pietrișuri aluviale și galeți într-o matrice nisipoasă. Pentru râurile de proveniență carpatică pietrișurile

sunt în general bine rulate mergând până la rotunjire, fapt care atestă proveniența lor din bazinul superior montan. În schimb pentru râurile autohtone, depozitele acestui membru sunt influențate de litologia locală, elementele grosiere lipsind; între aluviunile grosiere există pe alocuri și intercalații lenticulare de mâluri sau chiar nisipuri, provenite din vechile grinduri și insule ale albiei din timpul când era împletită. La partea inferioară a acestui membru se află fundamentul luncii, alcătuit din roci în loc, nederanjate de către modelarea fluvială, reprezentate de marne, argile, nisipuri, gresii, conglomerate, tufuri etc., de vârstă pannoniană, sarmațiană, badeniană, burdigaliană etc. Către partea superioară a orizontului se remarcă treceri gradate de la pietriș la nisip și nisip fin argilos, ca efect al tendinței de echilibrare a proceselor de albie și de modificare a regimului de scurgere, odată cu înălțarea luncii în formare.

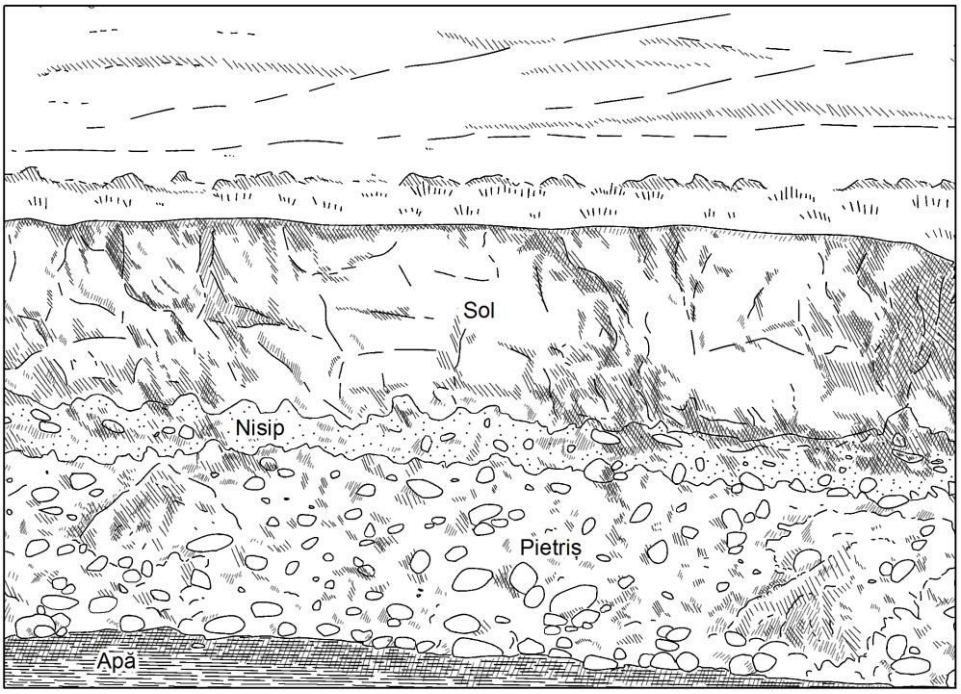


Fig. 6. 39. Structura luncii râului Poiana (la Poiana Blenchii)

- ***membrul superior*** este caracterizat de predominarea fracțiunilor granulometrice fine (nisipuri, silturi și mâluri), pe fondul absenței pietrișurilor; formarea lui corespunde cu etapa aluvionării în suspensie, ce încheie ciclul funcțional al albiei majore, în regim cu revărsări succesive. Alături de materialele aduse de râuri, în cadrul acestui membru sunt prezente și materiale provenite de pe versanți, datorită proceselor torențiale de scurgere a apei, care au avut loc atât în condiții periglaciare, cât și în condiții de modelare actuală, pe fondul intervenției

antropice asupra învelişului vegetal şi edafic. La partea superioară a acestor depozite s-a desfăşurat procesul de pedogeneză, cel în urma căruia s-a format solul. Alături de solul actual, aflat la zi, în cadrul luncilor din depresiune există şi orizonturi de soluri îngropate. Acestea s-au format imediat după formarea luncilor, în timpul Optimului Climatic Holocen, dar au fost ulterior acoperite de materiale aduse de viituri sau provenite de pe versanţi. Soluri îngropate de acest tip sunt specifice atât luncilor râurilor transilvănene, de proveniență carpatică, cât şi celor autohtone: Gădălin, Pârâul de Câmpie, Comlod, Brâglez etc.

Deosebirile litologice şi granulometrice, dintre cele două orizonturi, sunt puse pe seama trecerii de la aluvionarea specifică albiilor cu pat hidraulic grosier, la aluvionarea de luncă, cu materiale în suspensie, în condiţii de revărsări succesive, odată cu detaşarea luncii ca treaptă morfologică (Popescu, 1990). Mai trebuie semnalat că, modificări în alcătuirea orizontului superior sunt introduse şi de aporturile laterale ale afluenţilor, precum şi de materialele provenite de pe versanţi.

Structura fiecărei lunci oferă informaţii preţioase despre modul şi condiţiile de formare; de exemplu mărimea galeţilor din orizontul inferior se reduce dinspre amonte spre aval, odată cu scăderea competenţei de transport a râurilor. Grosimea depozitelor de luncă este în funcţie de calibrul văii, de lăţimea luncii, de dinamica paleoalbiilor, la care se adaugă o serie de factori locali (structura, litologia, prezenţa unor confluenţe etc.).

Diferenţieri regionale. În Depresiunea Transilvaniei luncile sunt bine dezvoltate, fiind întâlnite atât pe văile principale, cât şi de-a lungul afluenţilor acestora.

Lăţimea luncilor variază în primul rând din amonte spre aval, în funcţie de modificarea debitului, dar şi în funcţie de unele condiţii locale, impuse de prezenţa unor structuri de tipul cutelor diapire. De exemplu, în cazul Târnavei Mici, lunca are o lăţime de 1,3 km în amonte de sectorul cutelor diapire de la Petrisat, pentru ca la traversarea acestora să fie foarte îngustă (0,1 km), adică aproape inexistentă. În aceeaşi situaţie se află şi lunca Someşului Mic, ai cărei lăţime se reduce de la valori de 2,3 km la Someşeni, la valori de 1,1 km la Apahida, unde secţionează anticlinale aparţinătoare fascicolul diapir vestic; acelaşi râu prezintă apoi în aval sectoare de luncă cu lăţimi considerabile (2,6 km la Bonţida), suprapuse sinclinalelor.

Sub aspectul lăţimii luncile variază de la câţiva zeci de metri, în cazul râurilor secundare sau a celor principale, pe sectoarele de îngustare, până la peste 3 km, pentru râurile principale.

Cele mai extinse lunci, cu lăţimi de ordinul kilometrilor, sunt specifice râurilor transilvane de proveniența carpatică: Someş (3,1 km la Coplean), Someşul Mare (3,2 km la Uriu), Someşul Mic (2,2 km la Petreşti), Mureş (3,3 km la Ernei), Arieş (2,1 km la Luna), Şieu (2,2 km la Şintereag), Niraj (2,1 km la Acăţari), Târnava (1,9 km la Crăciunelu de Jos), Târnava Mare (1,4 km la Micăsasa), Târnava Mică (1,7 km la

Sânmiclăuş), Olt (2,4 la Mândra), Homorodul Mare (0,8 km la Ioneşti), Cibin (1,1 km la Bungard) etc. Tot în categoria râurilor, cu lunci dezvoltate, raportat la debitul care îl au, se încadrează şi cele cu izvoare în depresiune: Agrij (0,9 km la Creaca), Almaş (1,5 km între Chendremal şi Sânmihaiu Almaşului), Nadeş (0,3 km la Baciu), Lonea (0,6 km la Luna de Jos), Borşa (1,2 km la Răscruci), Fizeş (0,7 km la Fizeşu Gherlii), Meleş (0,7 la Nuşeni), Pârâul de Câmpie (0,6 km la Roşiori), Comlod (0,9 la Căpuşu de Câmpie), Luţu (1,1 la Dedrad), Fărău (0,4 km la Fărău), Hârtibaciu (1,5 la Hosman), Calva (0,4 km la Buia), Felmer (0,4 la Hălmeag), Valea Mare (0,5 km la Dacia), Visa (0,5 km la Şeica mare), Secaşul Mare (0,8 km la Cut), Secaşul Mic (0,7 km la Colibi) etc. Luncile acestor râuri, alături de lăţimile considerabile, au şi o pantă redusă cuprinsă între 0,5 şi 1,5 m/km.

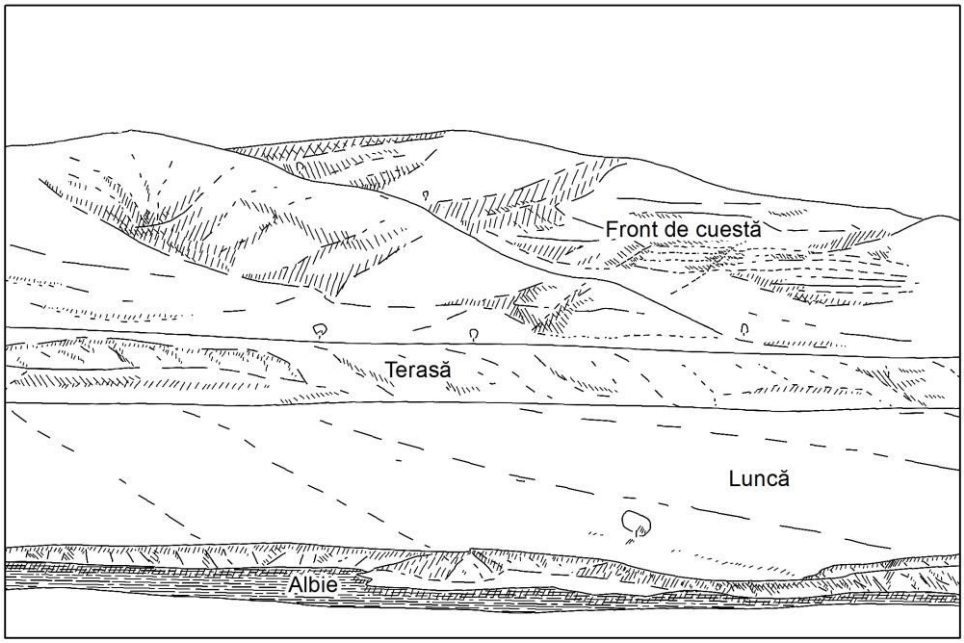


Fig. 6. 40. Lunca Târnavei în aval de Blaj

Cele mai înguste lunci sunt caracteristice râurilor secundare, dar pe anumite sectoare şi celor principale, îndeosebi când acestea traversează sectoare de chei, defileu sau de structuri anticlinale. Chiar dacă pe sectoarele înguste râurile nu au lunci, după depăşirea lor văile se lărgesc considerabil, prezentând şesuri aluviale dezvoltate (fig. 6. 40). În această categorie se înscriu râurile care se scurg din Podişul Purcăreţ Boiu Mare, spre sud, şi traversează orizonturile de calcare eocene: Valea Ascunsă (atât în amonte cât şi în aval de Ciula), Valea Purcăreţu (în aval de Purcăreţ), Valea Secăturii (în aval de Luminişu), Valea Frâncenilor sau Vârtoape (în aval de Frâncenii de Piatră), Valea Poiana (în aval de Baba) sau cele care

traversează aliniamentul cutelor diapire vestice: Someşul Mic, Mureşul, Târnava Mică, Târnava Mare, care pe sectoarele amintite au lunci cu lăţimi care nu depăşesc câteva zeci sau sute de metri.

Cu toate că apar pe ambele părţi ale râurilor, luncile nu sunt dezvoltate uniform, ci în funcţie de meandrarea albiei şi de aportul materialelor provenite de pe versanţi, primesc extensiuni variabile alternant, de o parte şi de alta a cursului de apă. Abaterea râurilor în cadrul culoarelor de vale transilvănene, spre unul dintre versanţi, pe fondul procesului de meandrare, determină astfel ca luncile să fie asimetrice, prin raportare la albie.

Concluzii. Luncile din depresiune au o vârstă tardiglaciar-holocenă, iar detaşarea lor ca trepte, în cadrul văilor, a avut loc în Holocenul Superior (Pendea, 2005), cu variaţiile de rigoare de la un râu la altul. După autorul citat, începutul depunerii formaţiunilor aluviale grosiere este dat ca sigur în Glaciarul Târziu, atât pe râurile mari, de proveniență carpatică, cât şi pe cele autohtone. Existenţa unor perioade de supraaluvionări, atât în etapa post-neolitică, cât şi în zilele noastre, înseamnă că procesul de formare al luncii este în curs.

În Depresiunea Transilvaniei, alături de aluviunile aduse din Carpaţi, râurile şi-au construit luncile în condiţiile unui aport substanţial de materiale provenite de pe versanţi, datorat modelării periglaciare, pe fondul unei rate reduse de evacuare a lor din albie (Mac şi Pendea, 2002).

Luncile râurilor din depresiune constituie forma maturizată a actualului ciclu aluvial (Pendea, 2005). Prezenţa numeroaselor meandre părăsite, rămase sub forma unor paleoalbii, la nivelul luncilor, demonstrează că ele au funcţionat în trecut ca albii majore, dezvoltate şi extinse pe întreaga suprafaţă a părţii inferioare a culoarelor de vale.

6.3.3. Terasele

Prezenţa unui spaţiu depresionar, în cadrul Munţilor Carpaţi, de talia Depresiunii Transilvaniei, umplut cu formaţiuni sedimentare de diferite vârste, supus mişcărilor tectonice şi neotectonice, pe fondul variaţiei condiţiilor climatice, a determinat formarea unui relief fluvial aparte. În cadrul acestuia se remarcă, indiferent de unghiul de abordare, terasele fluviale.

Cu alte cuvinte, adâncirea râurilor, în formaţiunile sedimentare ale depresiunii, a determinat existenţa unor văi largi, în cadrul cărora alături de versanţi, albii şi lunci, unul dintre elementele de specificitate îl constituie trasele fluviale.

Datorită morfologiei pe care o au, terasele fluviale reprezintă forme de relief cu aspect de trepte alungite, prezente în cadrul văilor. Ele nu sunt altceva decât foste lunci, care în urma adâncirii râului şi stabilizării lui la alt nivel, au rămas suspendate sub formă de trepte morfologice.

6.3.3.1. Geneza, cauzele formării și vârsta teraselor

Geneza teraselor din Depresiunea Transilvaniei este rezultatul dinamicii specifice a albiilor și a evoluției luncilor. Până în prezent, de fiecare dată după formarea luncilor râurile s-au adâncit, în conformitate cu un nou nivel de bază, și și-au creat noi albii majore. Ele nu sunt foarte dezvoltate, în momentul de față, comparativ, de exemplu, cu albiile majore ale râurilor de la exteriorul Carpaților, deoarece incizia fluvială, pentru formarea actualei lunci a fost destul de recentă. Probabil în viitor, pe măsură ce procesele de eroziune laterală vor conduce la diminuarea suprafeței luncilor, albiile majore vor avea suprafețe mai extinse, se vor umple cu materiale depuse de râuri, iar la o nouă adâncire a acestora ele vor ajunge la stadiul de luncă, comparativ cu care, lunca actuală va apărea suspendată, sub formă de terasă. Trebuie reținut că, fiecare luncă nouă se va forma spațial în detrimentul celei vechi.

În depresiune această alternanță, a eroziunii și a acumulări, s-a repetat ciclic începând cu sfârșitul Pliocenului, determinând existența, în culoarele de vale a principalelor râuri, a 3 – 4 terase, iar în cazuri excepționale chiar mai multe (8 - 9).

Structura teraselor este asemănătoare cu cea a luncilor din care au provenit. Cu excepția celor formate integral din aluviuni, terasele din depresiune au un fundament, alcătuit din rocile in situ, peste care urmează un strat aluvionar, alcătuit din pietrișuri rulate, pentru ca la partea superioară să existe un orizont de argilă aluvială, depus în faza când podul terasei funcționa ca albie majoră și apoi ca luncă. Alături de acestea, la contactul cu versanții sau cu o terasă superioară, se găsesc depozite coluviale, datorate scurgerii pe versant și alunecărilor de teren. La partea superioară a depozitelor, ce intră în componența teraselor, se formează soluri fertile. Dacă de pe terasele sculptate în roca în loc lipsesc orizonturile cu aluviuni, înseamnă că au fost îndepărtate ulterior prin eroziune.

Cauzele formării teraselor. După cum s-a menționat anterior, geneza lor este legată de dinamica albiilor, care pe de o parte aluvionează și construiesc depozite, iar pe de alta, prin adâncirea râurilor le lasă suspendate sub formă de lunci și terase. În depresiune, pe parcursul formării întregii suite de terase, dinamica albiilor a fost controlată în principal de schimbările climatice și mișcările tectonice.

Schimbările climatice au intervenit, în procesul de formare a teraselor fluviale, îndeosebi prin modificarea modului de lucru a agenților externi, cei care controlează raportul debit lichid – debit solid. Efectele schimbărilor climatice s-au simțit cel mai evident, atunci când s-au manifestat prin alternanța unor perioade de răcire cu unele de încălzire, așa cum s-a întâmplat în Cuaternar (Pleistocen și Holocen).

Asemenea schimbări au determinat scoaterea râurilor din echilibru, pentru ca ulterior ele să se stabilizeze, la un nou nivel, fapt care a însemnat formarea unei noi albii majore, care ulterior a devenit luncă, iar apoi terasă.

Alături de influențele pe care le introduc, în dinamica albiilor, schimbările climatice au influențat-o și pe cea a versanților, de pe care provin aluviunile ce alcătuiesc terasele.

Luate împreună, toate schimbările climatice, care au avut loc începând cu sfârșitul Pliocenului, dar mai ales desfășurarea ciclică a lor, așa cum s-a întâmplat în timpul Cuaternarului, când a avut loc o succesiune de perioade glaciare și interglaciare, au permis acumulări în albiile majore și adânciri succesive ale râurilor.

Schematic lucrurile s-au putut desfășura în felul următor: în interglaciar, pe măsură ce a avut loc trecerea de la un climat uscat și mai cald spre unul mai rece și mai umed, caracteristic glaciarului care urmează, s-a produs creșterea debitelor și a aluvionării în albiile majore; procesul a continuat și la începutul glaciarului pe măsură ce cantitatea de aluviuni a crescut, ca rezultat al intensificării dinamicii proceselor geomorfologice de pe versanți; în continuare, după ce a fost atins maximul glaciar, climatul devine mai arid, pe măsură ce se apropie un nou interglaciar, fapt care determină scăderea debitelor râurilor și a intensității proceselor de pe versant; chiar dacă debitele au fost mai scăzute, reducerea cantității de aluviuni transportate le-a conferit energie liberă, pe care au folosit-o pentru a eroda, lucru soldat cu adâncirea lor; efectul adâncirii este părăsirea albiei majore care ajunge în condiția de luncă; repetarea oscilației climatice, adică venirea unui nou glaciar urmat de un alt interglaciar, va determina, la finalul celui de-al doilea ciclu, formarea unei noi lunci în detrimentul celei existente, care trece în categoria teraselor. Analizate la nivel local terasele prezintă diferențieri dictate de debitele râurilor, rocile în care sunt sculptate, dinamica proceselor de pe versant etc.

Mișcările tectonice din depresiune au rămas în continuare pozitive și după ultima exondare de amploare, care a avut loc la sfârșitul Pannonianului. Ele au fost influențate direct de cele care au avut loc în Munții Carpați și au determinat antrenarea pe verticală și a spațiului depresionar; producerea acestor mișcări a contribuit la formarea teraselor prin adâncirea râurilor.

Deoarece nivelul de bază, la care se raportau râurile din depresiune, era încă de la începutul formării teraselor în afara acesteia, în teritorii în care mișcările tectonice erau fie mai reduse, fie de semn contrar (Someșul, Crișul Repede și Mureșul se raportau la nivelul Câmpiei Pannoniei, iar Oltul la nivelul Câmpiei Române), râurile au fost nevoite să-și ajusteze dinamica, atât la noile niveluri de bază, cât și noile niveluri altitudinale, pe care le atingeau odată cu ridicarea suprafeței bazinelor hidrografice; comparativ cu situația din depresiune, în Munții Carpați, acolo unde își au cursurile superioare râurile principale, mișcările tectonice au avut o amploare sporită, fapt care a determinat ridicări cu amplitudini de 500 – 1000 m (Geografia României, I, 1983).

Mișcările tectonice, de tip orogenic, au stimulat geneza teraselor îndeosebi în fazele de ridicare, când a avut loc adâncirea râurilor și ajungerea albiilor majore la stadiul de lunci, iar luncile preexistente au trecut în categoria teraselor. În timpul

fazelor de stabilitate a avut loc aluvionarea albiilor majore. Mișcările orogenetice din depresiune fiind ritmice, s-au format serii de terase.

Formarea unui număr mare de terase (7 – 8), la care se adaugă suprafețele extinse pe care le ocupă acestea, în cadrul marilor culoare de vale, a fost posibilă prin conjugarea mișcărilor tectonice cu schimbările climatice, care au avut loc în Depresiunea Transilvaniei. Practic etapelor în care s-au întrunit condiții de incizie, a materialelor acumulate în albiile majore, le-au corespuns mișcări tectonice pozitive, care nu au făcut altceva decât să favorizeze, de fiecare dată, trecerea luncilor în categoria teraselor.

Numărul și altitudinea teraselor. Amploarea mișcărilor tectonice, corelate cu procesele geomorfologice, determinate de variațiile climatice, este evidențiată cât se poate de sugestiv de numărul și altitudinile relative la care se găsesc actualmente terasele din depresiune: t_1 sau lunca 2-4 m, t_2 6-12 m, t_3 18-25 m, t_4 30-40 m, t_5 50-55m, t_6 70-75 m, t_7 90-110 m, t_8 130-140 m, t_9 160-200 m (Morariu și Gârbacea, 1960; Morariu și Donisă, 1968; Savu et al., 1973; Posea et al., 1974; Geografia României, I, 1987; Pendea, 2005).

În cazul văilor mai recente, și aici mă refer la cele autohtone, se remarcă existența unui număr mai redus de terase. Diferențierile existente între treptele de terasă, reflectă variațiile condițiilor morfogenetice în care au fost perfectate. În acest sens terasele au fost grupate în două categorii: terasele inferioare (până la nivelul de 30 – 40 m, inclusiv) și terasele superioare (cu începere de la nivelul 50 – 55 m). Cele inferioare, se remarcă în majoritatea cazurilor printr-o mare extensiune în suprafață (lățimi ale podurilor de până la 500 m) și sunt prezente mai ales în depresiuni, unde apar sub formă de câmpuri etajate purtând denumirea de poderei, cu *„elemente bine conservate și cu o grosime apreciabilă a orizontului aluvionar (2-10 m)”* (Savu et al., 1973, p. 171). Terasele superioare sunt de obicei mai slab dezvoltate și conservate (cu excepția treptelor de 90-110 m și 130-140 m), deoarece au fost distruse ulterior, prin procese de pedimentație, eroziune torențială și alunecări de teren (Savu et al., 1973).

Vârsta teraselor a reprezentat, încă de la începutul secolului XX, unul dintre cele mai importante subiecte de discuție, atunci când au fost abordate aceste niveluri fluviale din depresiune, fără ca această problematică să fie epuizată complet nici acum, la începutul secolului XXI. Această situație se menține, deoarece datări, cât de cât exacte, au fost realizate doar pentru terasele inferioare, în timp ce pentru cele superioare vârsta a fost stabilită, în lipsa unor probe obiective, care să poată fi supuse datărilor, mai mult pe baza unor deducții speculative. Chiar și în cazul datărilor realizate, pentru terasele inferioare, rezultatele sunt de multe ori contradictorii, datorită metodelor diferite folosite și a vremurilor în care au fost făcute.

Pornind de la aceste afirmații, în continuare vor fi prezentate principalele rezultate obținute, de către cercetătorii care au avut preocupări obiective, în studiul teraselor, începând cu terasa de luncă și până la terasele superioare.

Terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m altitudine relativă). Referitor la vârsta nivelului de luncă sau al terasei inferioare dovezile converg către o vârstă tardiglaciar-holocenă. Detașarea ei ca treaptă de terasă a avut loc în Holocenul superior, cu variații locale de la un loc la altul, existând, așa cum este în cazul Mureșului Mijlociu (sectorul Ocna Mureș – Alba Iulia), râuri întârziate din acest punct de vedere (Pendea, 2005). Conform autorului citat, începutul depunerii formațiunilor aluviale grosiere, ale primei terase, a avut loc în mod sigur în Glaciarul Târziu (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului), atât pe râurile principale din depresiune, cât și pe cele de calibru mai mic (autohtone), dacă nu chiar imediat sau în timpul Ultimului Maxim Glaciar (aproximativ 18ka BP).

În schimb ceea ce este mai dificil de încadrat cu exactitate, considerând natura erozivă a acestui eveniment, se referă la detașarea ei ca treaptă de terasă (Pendea, 2005). În condițiile în care supra-aluvionările au continuat și în epoca post-neolitică, cu extindere până în prezent (aluvionările care au loc în timpul viiturilor), se poate considera că formarea terasei I sau a luncii este un proces în desfășurare. Cu toate acestea, autorul citat precizează ca vârstă minimă pentru începutul inciziei este Bronzul Târziu-Hallstat, adică aproximativ 2.500 ani calendaristici înainte de prezent. La concluzii asemănătoare ajunge și Feier (2010) pentru stabilirea vârstei luncii Someșului Mic.

Terasa a II-a (8 – 12 m) a fost încadrată cronologic doar indirect, prin dovezi de ordin geomorfologic și prin raportarea la datările absolute ale terasei inferioare și superioare (Pendea, 2005). Sub aspectul genezei ea este o terasă glaciară aparținând Weichelianului superior sau Würm-ului (Gârbacea, 1957; Mac, 1972; Jakab, 1979a etc.). Pendea (2005) consideră că orice vârste mai recente, decât Ultimul Maxim Glaciar (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu), pentru depunerea formațiunilor aluviale grosiere ale acestei terase este exclusă. Corelat cu ultimele depozite depuse pe terasa a III a Someșului Mic, acolo unde există datări, a căror vârstă se oprește brusc la 40 ka BP, se consideră că depozitele mai noi se depuneau deja la un alt nivel, cel al unei noi albii majore de atunci, și anume actuala terasă a II-a (Pendea, 2005). De asemenea, apartenența formațiunilor aluviale grosiere, la perioada de maximă răcire de după 40 BP, ce a culminat cu Ultimul Maxim Glaciar, în jurul 20 – 18 ka BP, este sugerat pe deplin și de numeroasele criostructuri evidente mai ales în partea superioară a acestei terase (Savu, 1959; Mac, 1972; Pendea, 2005).

Prin luarea în considerare și a datării cu (aprox. 27 ka BP) obținută de Pop (1971), în terasa de 15 metri a Avrigului, corespondentă aproape sigur cu terasa de 8 – 12 metri pe alte râuri din depresiune, tabloul evolutiv al acestei terase devine ceva mai concret (Pendea, 2005). Pornind de la dovezile indirecte existente, autorul citat, încadrează geneza terasei a II-a în perioada 35-20 BP.

Și în cazul studiului efectuat în cadrul Văii Someșului Mic (Feier, 2010) se consideră că incizia care a condus la detașarea terase a II-a și săparea fundului actual

al văii, ar fi avut loc în perioada de tranziție, de la Pleniglaciarul Mediu (Weichselianului mijlociu sau Würm-ul mijlociu) la Pleniglaciarul Târziu (Weichselianului târziu sau Würm-ul târziu), ceea ce sub aspect cronologic corespunde aproximativ cu 28.000 ani BP.

Terasa a III-a (18 – 25 m). Vârsta terasei a fost obținută pornind de la dovezi cronologice bazate pe tehnologii mai noi, aplicate unor depozite supra-aluviale de natură ciclică (loess, formațiuni deluvio-proluviale, paleosoluri etc.), existente la partea superioară a acesteia (Pendea, 2005). În urma datării celor două niveluri principale de paleosol, de pe partea stângă a Someșului Mic de la Florești, autorul citat ajunge la următoarele concluzii:

- formațiunile supraaluviale ciclice rezidente pe terasa a III-a s-au format pe parcursul celei mai mari părți a Weichselianului Inferior și Mediu;

- identificarea unui marker paleopedologic subfosil, de tip parabraunerde, cu orizont diagnostic Bt foarte bine dezvoltat, de nuanță roșcată din domeniul YR, precum și meteorizarea avansată a depozitului de terasă grosier subiacent și formarea unei matrici feruginoase consistente, ne indică o vârstă eemiană a acestuia și respectiv saliană a depozitului de terasă. Formarea solului respectiv, într-unul dintre interstadialele Weichselianului inferior, este puțin probabilă, aceste soluri nefiind evidențiate în Europa în acest interval de timp. În schimb solurile de tip parabraunerde roșcate sunt o semnătură pedostratigrafică specifică Eemianului;

- posibilitatea ca formațiunea aluvială grosieră a acestei terase, ce atinge în mai multe locuri din depresiune grosimi de până la 10-12 m, să se fi depus în Weichselianul Inferior este foarte improbabilă, având în vedere natura ciclică a acestei perioade, dominată de interstadiale lungi și destul de calde (Brorup-Odderade); stadialele Herming și Rederstall fiind, în opinia autorului citat, prea scurte ca să permită acumularea unor formațiuni grosiere de dimensiunile indicate. Se consideră că glaciațiunea carpatică de vârstă Rissiană (echivalentul montan al Saalianului) a fost singura capabilă să furnizeze materiale suficient de consistente pentru a le regăsi sub formă de aluviuni grosiere asociate pe râurile transilvane. Această vârstă corespunde cu prima variantă de vârstă dată de Posea (1961) pentru profilul de la Florești (vârstă Riss pentru pietrișul de terasă).

În majoritatea studiilor efectuate, asupra teraselor din diverse bazine hidrografice (Gârbacea, 1957, 2015; Posea, 1962a; Savu, 1963; Mac, 1972; Josan, 1979; Popescu, 1990; Grecu, 1992; Raboca, 1995; Sandu, 1998; Feier, 2010 etc.), autorii consideră că această terasă este de vârstă mai recentă, și anume fie din prima parte a glaciarului Würm, fie din Interglaciarul Eemian timpuriu (interglaciarul dintre Riss și Würm din Munții Carpați). Cele mai convingătoare argumente în acest sens le aduce Feier (2010) pentru terasa a III-a din Culoarul Someșului Mic. Autoarea citată consideră că săparea fundului albiei, în care s-au sedimentat materialele terasei a III-a, ar putea fi plasată la tranziția dintre Eemian (interglaciarul Riss-Würm) și

Weichselian (glaciarul Würm), iar că incizia fluvială, în urma căreia a fost reliefată terasa, a avut loc tranziția dintre Wiechselianul Timpuriu și Pleniglaciarul timpuriu (prima etapă tipic glaciară a ultimei glaciațiuni). Vârsta corespunde cu a doua variantă dată de Posea (1961) pentru profilul de la Florești (Würm 1 sau echivalent cu prima parte a Wiechselianului).

Terasa a VI-a (30 – 40 m) comportă și ea păreri împărțite atunci când vine vorba de perioada în care s-a format.

Dacă se considerară schema propusă de Pendea (2005), această terasă trebuie să dateze cel puțin din Riss (partea de început) sau chiar anterior acestei glaciațiuni.

Analiza unor profiluri de materiale cu fosile, cum este cel de la Uriu (Savu et al., 1970), de altfel considerat și sit reper pentru cronologia teraselor din Depresiunea Transilvaniei, sugerează prezența unui mediu de depunere, asociat unui paleocurs meandrat, cu existența de meandre părăsite. În cadrul acestora, pe fondul trecerii, de la condițiile de lac spre cele de mlaștină, a fost posibilă sedimentarea de materiale fine de tipul nisipului și argilei. După autorii citați, în aceste condiții acumularea materialelor din componența terasei a IV-a a fost încadrată la Würm 1, iar detașarea ei în interstadialul Würm1/Würm 2.

Studiile și interpretările mai noi (Feier, 2010) îi atribuie acestei terase o vârstă un pic mai veche, decât a fost propusă de Savu et al. (1970), și anume că detașarea ei ca treaptă a avut loc sfârșitul Eemianului sau chiar la tranziția dintre Eemian și Weichselian.

Interesantă este însă și părerea lui Jakab (2007), care analizând depozitele terasei de 35 – 40 m (terasa a VI-a) de la Adămuș (Culoarul Târnavei Mici), consideră că acestea sunt de vârstă Riss (Elsterian), ceea ce contrazice vârstă würmiană atribuită de Savu et al. (1970) terasei de la Uriu (terasa a VI-a) de pe Someșul Mare. Argumentele aduse de Jakab (2007) pentru vârsta rissiană sunt reprezentate de prezența concrețiunilor calcaroase (care lipsesc complet în depozitele würmiene din Depresiunea Transilvaniei), respectiv inexistența la Adămuș, a urmelor de solifluxiuni criogene, specifice pentru formațiunile ultimului glaciar.

De asemenea, pentru Depresiunea Lăpuș terasei a IV-a îi este atribuită o vârstă Riss de către Posea (1962a). La rândul său Savu (1963) atribuie și el o vârstă Riss pentru această terasă, la fel procedând și Mac (1972) pentru terasa a IV-a a Târnavelor din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt sau Raboca (1995) pentru terasa a IV-a din Podișul Secașelor.

Pentru terasele superioare, de la t_5 la t_9 determinarea vârstei s-a realizat mai mult prin deducții logice, pornind de la datările existente, pentru terasele inferioare, și luând în considerare variațiile climatice, din prima parte a Pleistocenului și ultima parte a Pliocenului.

Terasa a V-a (50 – 55 m) a primit următoarele vârste: Pleistocenul vechi (Gârbacea, 1957, 2015), Glaciarul Mindel (Posea, 1962a), Pleistocenul vechi (Savu, 1963, 1965), Glaciarul Mindel (Mac, 1972), Glaciarul Mindel (Raboca, 1995) etc.

Terasa a VI-a (70 – 75 m) a primit şi ea vârste diverse: Pleistocen vechi (Gârbacea, 1957, 2015), Gunz (Posea, 1962a), Pleistocenul vechi (Savu, 1963, 1965), Gunz (Mac, 1972), Glaciarul Gunz (Raboca, 1995) etc.

Terasa a VII-a (90 – 110 m) a primit următoarele vârste: Pliocen (Gârbacea, 1957, 2015), sfârşitul Pleistocenului - începutul Cuaternarului (Posea, 1962a), Pleistocenul vechi (Savu, 1963, 1965), începutul Pleistocenului (Mac, 1972), Pleistocen (Savu et al., 1973) etc.

Terasa a VIII-a (130 – 140 m) se consideră de la sfârşitul Pliocenului (Gârbacea, 1957, 2015; Savu, 1963) sau din Pleistocenul vechi (Savu, 1965), Pleistocen (Savu et al., 1973), Pliocen (Morariu şi Donisă, 1968), Pleistocen inferior (Geografia României, I, 1973) etc.

Terasa a IX-a (160 – 200 m) datează de la sfârşitul Pliocenului (Savu, 1963, 1965), Pliocen (Morariu şi Donisă, 1968), (Savu et al., 1973), Pleistocen inferior (Geografia României, I, 1973).

6.3.3.2. Caracteristici regionale ale teraselor

Întrucât terasele reprezintă formele de relief, care aduc cele mai obiective informaţii, despre geneza şi evoluţia reliefului fluvial din Depresiunea Transilvaniei, după ce au fost notate câteva considerente preliminare, pentru a se ajunge apoi la concluzii generale, este necesară în continuare o trecere în revistă a locaţiilor unde acestea s-au păstrat. Acest lucru s-a fi realizat pornind de la informaţiile existente în literatura de specialitate, la care s-au adăugat cele obţinute în urma observaţiilor realizate în teren. Abordarea v-a avea loc la nivel de bazine hidrografie (Someş, Crişul Repede, Mureş şi Olt), pornind de la nord la sud, oarecum în ordinea exondării depresiunii, aşa cum am procedat şi în capitolul dedicat formării reţelei de văi.

În demersul de numerotare a teraselor, unii dintre autorii citaţi, au considerat lunca ca un nivel separat, ceea ce înseamnă că terasa a I-a, din lucrările lor, este de fapt al doilea nivel aluvial din cadrul văii, adică terasa a II-a. Pentru a uniformiza informaţiile la nivelul întregii depresiuni, în enumerarea teraselor care urmează, am considerat întotdeauna lunca ca terasa I-a.

Terasele din bazinul Someşului. În cadrul acestuia, terase s-au format şi păstrat atât pe râurile principale (Someş, Someşul Mare şi Someşul Mic), cât şi pe unii afluenţi ai lor (Lăpuş, Şieu, Bistriţa, Almaş, Agrij, Nadeş, Lonea, Borşa, Fizeş etc.).

Terasele Someşului. În urma studiilor detaliate care au avut loc (Savu, 1963, 1965; Hosu, 2009), s-a ajuns la concluzia că în Culoarul Someşului (sectorul Dej –

Jibou) existe opt trepte de terasă, la care se adaugă un nivel superior acestora, care cu anumite rezerve a fost considerat ca terasa a IX-a:

- terasa a I-a sau lunca (3 – 4 m altitudine relativă) este bine individualizată însoțind cursul râului pe întregul său parcurs, cu excepția unor sectoare scurte de defileu. Grosimea aluviunilor, în care s-a adâncit Someșul, variază între 1,5 și 2,5 m, excepție făcând sectoarele de îngustare a văii de la Rus și Răstoci, unde albia este săpată direct în calcare. În structura rocii se observă existența, la partea inferioară, unui orizont alcătuit din bolovăniș în amestec cu pietriș, cu grosime care poate ajunge până la 5 m, peste care urmează un orizont de nisip argilos, de peste 2 m. Lățimea terasei de luncă variază de la 1,5 – 2 km la Coplean, Câțcău, Ileanda și Surduc, până la 100 – 150 m la Dobrocina, Rus și Dăbâceni (fig. 6. 41). Ea lipsește în sectoarele de defileul de la Perii Vadului, Răstoci și Cormeniș. Suprafața plană a luncii este deranjată atât de forme negative (meandre părăsite), cât și pozitive (popine, aparținătoare nivelului de terasă imediat superior, și grinduri de nisip). Ea este prezentă și pe majoritatea afluenților Someșului;

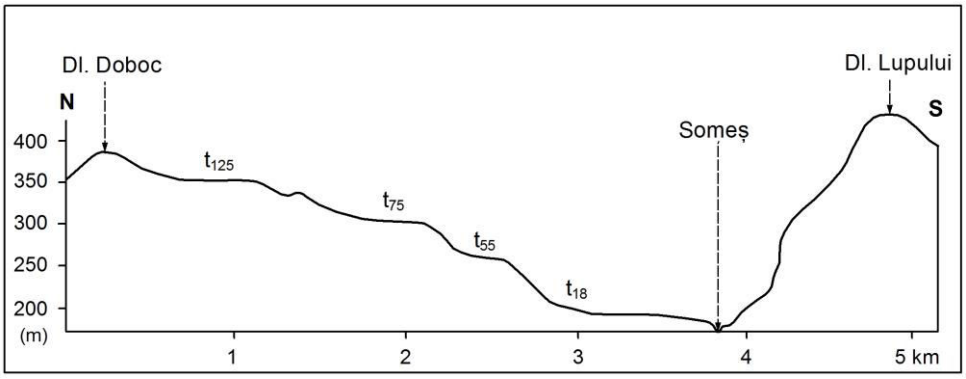


Fig. 6. 41. Profil transversal prin Valea Someșului, în sectorul Rus-Dăbâceni, cu evidențierea treptelor de terasă (Hosu, 2009, p. 96)

- terasa a II-a (8 – 12 m) cu toate că nu mai are aceeași continuitate ca cea precedentă, se poate urmării cu ușurință în teren, fragmentele sale dominând nivelul luncii, printr-o frunte evidentă. Prezintă variații ale altitudinii relative, în funcție de condițiile locale, găsindu-se atât la 6 – 7 m, pe sectoarele mai coborâte, cât și la 14 – 15 m, pe cele afectate de mișcări de înălțare. În același timp poate fi considerată printre nivelurile cele mai bine reprezentate, atât prin frecvența mare a fragmentelor, pe ambele maluri ale Someșului, cât și prin dezvoltarea în lărgime, până la 300 – 400 m și chiar mai mult. În structura acesteia este prezent un orizont de pietrișuri de dimensiuni mici și mijlocii (2 – 10 cm diametru), peste care urmează depozite mai fine. În sectoarele de defileu nivelul său este tăiat direct în roca dură (de obicei calcare), așa cum este în cazul sectoarelor de la Glod și Răstoci, motiv

pentru care orizontul de aluviuni este foarte subțire (20 – 30 cm) sau lipsește complet. La confluențele cu principalii afluenți ai Someșului, în funcție de debitul acestora, pot fi deosebite două situații de interacțiuni, soldate cu morfologii distincte. Prima dintre ele, specifică văilor cu debit relativ constant și apreciabil, se caracterizează prin fragmentarea terasei de către râuri, care își sapă în cuprinsul ei albii adânci, coborâte uneori până la nivelul luncii (Căşeiu, Gâlgău, Glod, Rus, Ileanda, Lozna și Surduc). Cea de-a doua este caracteristică afluenților cu debit redus și regim torențial, care depun conuri de dejecție. Acestea din urmă au fost terasate de Someș și integrate ulterior nivelului de terasă, cum de exemplu s-a întâmplat la Câțcău, Căpâlna, Bârsău, Rogna, Letca și Băbeni;

- terasa a III-a (18 – 22 m) deși este mai fragmentată decât cea precedentă, se poate reconstitui foarte bine în cadrul culoarului de vale. Dintre caracteristicile sale merită menționate următoarele: se prezintă sub forma unor suprafețe plane sau ușor înclinate spre Someș, podul lor fie este alungit pe mai mulți kilometri, chiar dacă în lungime nu depășește 200 – 300 m, așa cum este în perimetrul localităților Cetan, Câțcău și Dobrocina, fie are lățimi de 800 – 1.000 m, cum se întâmplă la Podișu, Rogna și Negreni; orizontul de pietrișuri are grosimea de 1,5 – 2 cm, fiind alcătuit preponderent din cuarțite albe, bine rulate de dimensiuni relativ mici (2 – 10 cm), în alternanță cu elemente mai grosiere (15 – 20 cm diametru, alcătuite din gresii, mai puțin rulate);

- terasa a IV-a (35 m) se prezintă sub forma unor fragmente izolate, fapt care face mai dificilă reconstituirea traseului Someșului în timpul formării ei. Cele mai reprezentative dintre fragmentele sale sunt localizate la Dej (Dealul Tirului) Câțcău și la Podișu – Rogna. La Dej în structura sa se remarcă prezența unui orizont aluvionar, cu grosime de 2 m, alcătuit în principal din pietrișuri cuarțitice de dimensiuni mijlocii, urmat apoi de un orizont nisipos și loessoid, cu grosimea de 4 – 5 m. Fragmente de dimensiuni mai reduse există la: Urișor, Cetan, Căpâlna, Dobrocina, Gâlgău, Cormeniș, Letca, Lozna, Jibou etc.;

- terasa a V-a (55 m) se păstrează doar sub forma unor fragmente, deoarece a fost afectată intens de procese de versant. Dintre fragmentele reprezentative se remarcă cel de la Câțcău. Deschiderea existentă acolo pune în evidență, sub aspectul structurii, existența unui complex marno-argilos, cu intercalații de nisipuri la bază, peste care urmează un orizont de circa 1,5 m grosime, de bolovănișuri bine rulate (15 – 20 cm diametru), și un strat de aluviuni fine, de aproximativ 2 m grosime. Acest fapt dovedește că Someșul a avut în timpul formării terasei debit și forță de transport considerabile. Alte fragmente se mai întâlnesc la Cetan, Vad, Căpâlna, Dobrocina, Gâlgău, Fodora, Chizeni, Dăbâceni, Podișu, Rogna (Dealul Moina), Lemniu, Cuciulat, Băbeni și Turbuța;

- terasa a VI-a (75 m) reprezintă nivelul cel mai puțin dezvoltat, cu toate că fragmentele care s-au păstrat sunt foarte reprezentative. Dintre acestea se remarcă cele de la: Câțcău, Bârsău Mare, Podișu, Negreni, Cormeniș, Lemniu și Letca. În structura ei sunt prezente bolovănișuri și pietrișuri cuarțitice, bine rulate;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) constituie unul dintre nivelurile fluviale cele mai bine reprezentate, atât prin frecvența mare a fragmentelor bine conservate, cât și prin suprafața ocupată de acestea. Dintre caracteristicile sale se remarcă: lățime mare (la Dej are peste 1 km), netezire surprinzătoare a podului, orizont bine diferențiat de aluviuni grosiere (bolovănișuri și pietrișuri cu diametru cuprins între 10 și 15 cm) peste care urmează un orizont superior de nisipuri fine și material loessoid. Toate aceste trăsături dovedesc că în timpul genezei acesteia condițiile morfogenetice au fost foarte favorabile (precipitații însemnate cantitativ, care au asigurat un debit suficient pentru transportul bolovănișurilor). Alături de fragmentul de la Dej (din Dealul Tirului) se mai remarcă și cele de la Cășeiu, Câțcău, Gâlgău, Bârsău Mare, Glod, Rus, Perii Vadului, Răstoci, Cormeniș, Lemniu etc.;

- terasa a VIII-a (140 m) cu toate că s-a păstrat sub forma unor fragmente, cu aspect de umeri, în deschiderile existente apar pietrișuri aluvionare, cu aceeași structură ca la restul teraselor. Aluviunile din structura ei indică formarea s-a într-un regim climatic mai rece și mai umed. Afirmația este susținută și de prezența numeroaselor structuri periglaciare existente în aluviuni. Ea este prezentă la Dej (în Dealul Tirului), apoi deasupra localității Urișor, la Câțcău, la Dăbâceni (în Dealul Dăbâcii), la Ileanda, în Dealul Runcului dintre Rus și Buzaș, la Negreni (în Dealul Nucului), la Jibou (pe interfluviul dintre Agrij și Valea Sărată).

Alături de terasele menționate Savu (1963) a mai identificat un nivel în cadrul Culoarului Someșului, pe care cu anumite rezerve (date în principal de lipsa unor depozite fluviale sigure), îl atribuie terasei a IX-a (160 – 200 m), pe care o consideră cea mai înaltă dintre toate și prima, în ordine cronologică. Autorul citat justifică acest demers prin faptul că nivelul respectiv, prezent sub formă de fragmente ce însoțesc valea, este o creație a Someșului, care în timpul Pliocenului, când s-a format acesta, curgea deja pe traseul actual. De asemenea, nivelul respectiv a fost identificat și în văile Someșului Mic și Someșului Mare.

Terasele Someșului Mare. În urma studiilor detaliate efectuate (Kez, 1950; Sârcu, 1957; Gârbacea 1957, 2015; Savu, 1963 și 1965) etc., s-a ajuns la concluzia că, în culoarul acestei văi există opt terase, destul de asemănătoare, sub aspectul morfologiei și al structurii, cu cele de pe Someș:

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) cu toate că însoțește râul încă de la intrarea în depresiune, pe sectorul Sângeorz Băi - Ilva Mică, este foarte îngustă, având lățimea de sub 100 m. În schimb este bine dezvoltată în aval de Feldru, pentru ca în aval de Mocod să primească aspect de șes aluvial extins, al cărei lățime depășește 1 km. În structura s-a există, la partea inferioară, orizonturi de pietrișuri, iar la partea superioară nisipuri în amestec cu argilă. Această treaptă s-a format și pe afluenți;

- terasa a II-a (6 – 8 m) este prezentă sub formă de fragmente începând de la Nepos, cele mai reprezentative dintre acestea fiind întâlnite la: Reteag, Mănăștirel și Cuzdrioara;

- terasa a III-a (18 – 22 m) este bine conservată pe sectorul dintre Ilva Mică și Salva. Mai apare sub formă de fragmente la: Năsăud, Salva, confluența cu Șieul, Beclean, Cristeștii Ciceului, Reteag și Cuzdrioara;

- terasa a IV-a (35 m) chiar dacă poate fi recunoscută și amonte de confluența cu Șieul (de la Beclean), cele mai reprezentative fragmente ale sale se întâlnesc în aval de această locație la: Beclean, Reteag, Bața, Mănăștirel, Cuzdrioara și Mica;

- terasa a V–a (55 m) ocupă suprafețe reduse, fiind păstrată sub forma unor fragmente la: Mocod, Piatra, Mogoșeni, Beclean, Cristeștii Ciceului și Cuzdrioara;

- terasa a VI-a (75 m) a fost intens degradată de procesele geomorfologice de versant, motiv pentru care, fragmentele sale pot fi cu greu recunoscute în teren. S-a păstra la: confluența cu Șieul, Ilișua și Uriu (fig. 6. 42);

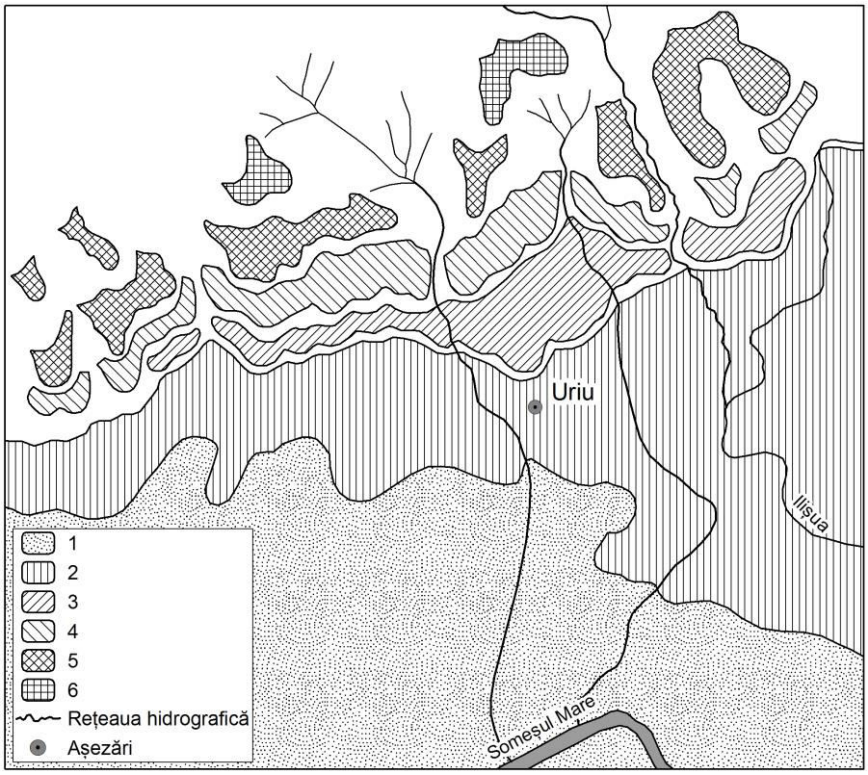


Fig. 6. 42. Terasele Someșului Mare la Uriu; 1 – terasa de luncă; 2 – T_2 de 8 – 12 m; 3 – T_3 de 18 – 22 m; 4 – T_4 de 40 – 50 m; 5 – T_7 de 90 – 110 m; 6 – T_8 de 140 – 150 m (Savu et al., 1970, p. 15)

- terasa a VII-a (90 – 110 m) se prezintă și ea sub forma unor fragmente, cele mai caracteristice fiind cele de la confluența cu Șieul (situate la sud de Beclean) și Ilișua;

- terasa a VIII-a (140 m) este dată ca sigură doar la Cuzdrioara în Dealul Pocoş (Savu, 1963).

Dintre afluenţii Someşului Mare pe care s-au format terase se remarcă Sălăuţa şi Rebra, în văile cărora există fragmente ale primelor trei terase.

Terase Someşului Mic. Cercetătorii care le-au studiat (Morariu şi Gârbacea, 1960; Morariu şi Mac, 1962; Morariu et al., 1963; Savu, 1963; Pendea, 2005, Pendea et al., 2009; Feier, 2010 etc.) au ajuns la concluzia că în culoarul acestei văi s-au format şapte terase:

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m) este prezentă de-a lungul întregului curs de apă, începând de la Gilău şi până la Dej. Lăţimea ei variază în funcţie de sectoarele pe care le traversează, având lăţimi de peste 1 km, atât pe sectorul dintre Gilău şi Floreşti, cât şi pe cel dintre Apahida şi Dej. Pe teritoriul localităţii Cluj-Napoca există câteva sectoare de îngustare (cum este cel de la limita dintre cartierele Grigorescu şi Mănăştur), lăţimea scăzând la valori de sub 200 m, datorită intersectării de către râu a orizonturilor de marnocalcare. În structura sa sunt prezente pietrişuri la partea inferioră, peste care urmează orizonturi de nisipuri şi materiale coluviale, la contactul cu versanţii sau terasele superioare. Lunca s-a dezvoltat şi pe afluenţii Someşului Mic;

- terasa a II-a (10 – 16 m) s-a păstrat sub formă de fragmente la: Gilău, Floreşti, Cluj-Napoca, Someşeni, Apahida, Jucu, Petreşti, Salatiu şi Mănăstirea. Orizontul de pietriş din structura s-a este bine dezvoltat, având pe alocuri, la Cluj-Napoca, grosimi mai mari de 6 m;

- terasa a III-a (22 – 24 m) reprezintă una din terasele bine dezvoltate şi păstrate ale Someşului Mic fiind prezentă la: Floreşti, Cluj-Napoca, Someşeni, Bonţida şi Fundătura. Pe teritoriul localităţii Cluj-Napoca, aluviunile terasei ajung la grosimi de 14 m;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) este una dintre cele mai dezvoltate terase ale Someşului Mic. Afirmaţia este susţinută de extinderea şi morfologia fragmentelor acesteia, care s-au păstrat la: Cluj-Napoca (în cartierele Gheorgheni şi Andrei Mureşanu lăţimea ei ajunge la 800 m), Someşeni, Jucu de Sus, apoi între Livada şi Gherla (pe partea stângă), între Petreşti şi Mănăstirea (pe partea dreaptă) şi la Mica. În structura sa, la Cluj-Napoca, sunt prezente aluviuni cu grosimi cuprinse între 2 şi 7 m;

- terasa a V (60 – 75 m) este mai puţin păstrată şi extinsă, comparativ cu precedentele, apărând de cele mai multe ori sub forma unor umeri, aşa cum sunt cei de pe dreapta Someşului Mic de la Cluj-Napoca (Dealul Soporului şi Dealul Borzaş). În afară de aceste locaţii fragmente ale acestei terase mai pot fi recunoscute la: Dezmir, Apahida, Iclod etc.;

- terasa a VI-a (100 - 110 m) este bine păstrată în perimetrul localităţii Cluj-Napoca începând de la Pădurea Mănăştur, de unde se continuă prin Parcul de la Agronomia şi pe la Observatorul Astronomic. Sub formă de fragmente, cu aspect

de umeri, s-a păstrat în Dealurile Becaș, Sopor și Borzaș. În aval de Apahida este greu de recunoscut, fiind păstrată tot sub formă de umeri, pe unele interfluvii dintre afluenții de stânga ai Someșului Mic;

- terasa a VII-a (128 - 140 m) deși are fruntea erodată, de procese geomorfologice de versant, podul ei apare pe alocuri destul de bine conservat. Cele mai expresive fragmente sunt cele de la Cluj-Napoca (Pădurea Mănăștiturului, Calea Turzii, Dealul Becaș și Dealul Borhanci). În aval de Cluj-Napoca fragmente ale acestei terase s-a păstrat la Mintiu Gherlii, Salatiu și Mănăstirea.

Terasele Lăpușului. Cu toate că Depresiunea Lăpuș se află suspendată în spatele Masivului Preluca, adâncirea sacadată a râurilor nu a rămas fără răspuns, dovadă stând terasele fluviale. Terasele Lăpușului și ale afluenților săi în depresiunea Lăpuș sunt în număr de șase (Posea, 1962a):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m altitudine relativă) se extinde atât în lungul Lăpușului, cât și a principalilor săi afluenți (Suciu, Libotin și Dobric). Suprafața acesteia nu este inundabilă, cu excepția unor sectoare care pot fi inundate parțial la viituri (pe Valea Suciului la Suciu de Sus, pe Valea Lăpușului la Rogoz și pe Valea Dobricului în aval de Dobricul Lăpușului). Analizată în raport cu celelalte terase, ea apare ca cea mai unitară treaptă morfologică din cadrul văilor;

- terasa a II-a (5 – 7 m) ocupă suprafețe restrânse, fiind păstrată sub forma unor fragmente în cadrul culoarelor de vale. Locul tipic de apariție este între Dămăcușeni și Târgu Lăpuș. În Valea Lăpușului ea se mai păstrează sub formă de fragmente la Răzoare (atât pe partea dreaptă, cât și pe partea stângă), apoi între Rogoz și Târgu Lăpuș, precum și la Lăpușul Românesc (fig. 6. 43). În Valea Libotinului este prezentă în amonte de confluența cu Lăpușul, iar în Valea Suciului în dreptul localității Suciu de Jos. În structura ei se observă pietriș andezitic și cuarțos, peste care există un orizont de argilă aluvială;

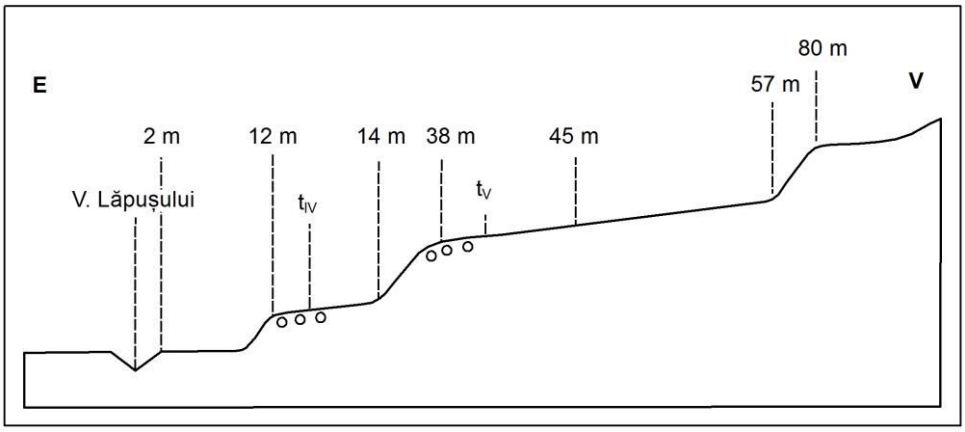


Fig. 6. 43. Dispunerea și altitudinea teraselor Lăpușului la nord de Lăpuș (Posea, 1962a, p. 138)

- terasa a III-a (8 – 12 m) s-a format doar pe râul Lăpuș, începând din aval de Dămăcușeni. Cea mai dezvoltată este la confluența Lăpușului cu Dobricul, unde nivelul ei este comun celor două râuri. În structura ei sunt prezente pietrișuri, cu grosimi medii de 1,5 m, peste care urmează argilă aluvială, cu grosime de 2 – 5 m;

- terasa a IV-a (30 – 35 m) este dezvoltată preponderent pe partea stângă a Lăpușului, excepție făcând fragmentul din apropiere de localitatea Borcut. Atinge dezvoltarea maximă între Dămăcușeni și Târgu Lăpuș. La partea inferioară prezintă un orizont de pietrișuri în care domină andezitul și cuarțul (1,5 m grosime), peste care urmează argilă de terasă (2 – 3 m grosime). Fragmente ale acestei terase se mai întâlnesc în: Valea Suciului (în dreptul localității Suciu de Jos), Valea Libotinului (atât la confluența cu Lăpușul, cât și în amonte de localitatea Libotin) și Valea Dobricului (unde cu toate că reprezintă cea mai veche terasă, este prezentă doar sub formă de umeri în dreptul localităților Dobricul Lăpușului și Coșteni);

- terasa a V-a (50 – 55 m) este cea mai extinsă și mai bine păstrată din Depresiunea Lăpuș. În structura ei se găsește un orizont de pietrișuri, redus ca grosime (0,5 m), alcătuit din elemente mărunte printre care se află diseminate și bucăți mai mari de rocă, peste care urmează un orizont de 2 – 4 m de argilă gălbuie. Această terasă are dezvoltarea maximă pe interfluviul de la confluența Lăpușul cu Suciu. În Valea Lăpușului mai apare în perimetrul localității Lăpuș, precum și în amonte la confluența cu Valea Roia (pe versantul stâng, la nord de Lăpuș). În Valea Suciului terasa este prezentă în perimetrul localităților Groșii Țibleșului (fig. 6. 44) și Suciu de Sus. Pe Valea Libotinului și cei doi afluenți din care se formează ea, această terasă este dezvoltată doar pe partea dreaptă, având extensiunea maximă între localitățile Cupșeni și Libotin. Stratul de pietriș, aferent acestei terase, este variabil ca grosime și este în general amestecat cu argilă;

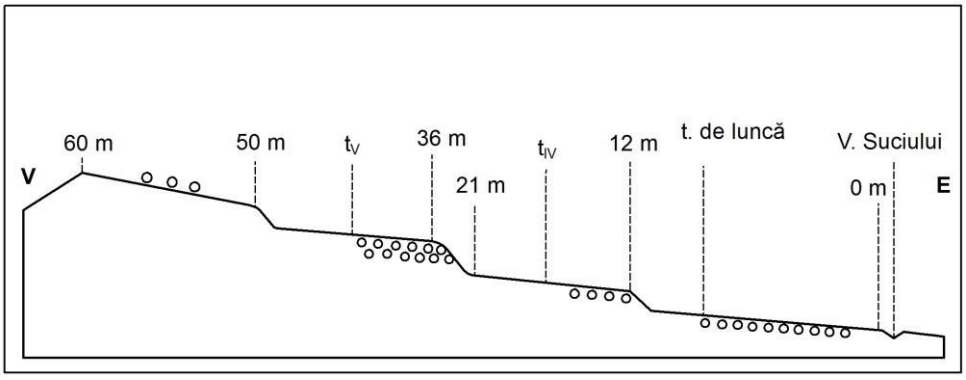


Fig. 6. 44. Dispunerea și altitudinea teraselor Suciului la Groșii Țibleșului (Posea, 1962a, p. 138)

- terasa a VI-a (75 – 85 m) este cea mai veche treaptă din depresiunea Lăpuș, care poate fi considerată în mod sigur ca terasă. În structura sa este prezent orizontul de pietrișuri, peste care s-a depus argila aluvială. Cel mai reprezentativ fragment al acestei terase este localizat pe interfluviul de la confluența râurilor Lăpuș și Suciu. El se continuă apoi prin Valea Lăpușului până în dreptul localității Lăpuș, amonte de care mai apare doar sub formă de fragmente, localizate între afluenții de dreapta. Fragmente caracteristice ei se întâlnesc și în văile Suciului (la Groși și Suciu de Jos) și Libotinului (pe partea dreaptă, între Cupșeni și Libotin).

Alături de aceste terase Posea (1962a) a mai delimitat o treaptă situată la altitudinea relativă de 90 – 110 m, pe care o încadrează cu rezerve, la terase, întrucât ea este prezentă doar în câteva înșeuări (între Lăpuș și Cufoaia, între Valea Ungurilor și Valea Lăpușului, precum și între Lăpuș și Valea Suciului), denumind-o terasa a VII-a. Prezența pietrișurilor piemontane, în componența acestei trepte, îl determină pe autorul citat să afirme că este mai degrabă un nivel asemănător teraselor, un rest al unor suprafețe piemontane, decât o terasă propriu-zisă.

Se poate concluziona, că în Depresiunea Lăpuș, alături de terasele Lăpușului, astfel de trepte se întâlnesc și pe trei dintre afluenții săi, dar nu în succesiune completă (Posea, 1962a). Astfel în Valea Suciului sunt prezente primele cinci nivele de terasă, în Valea Libotinului primele patru, în timp ce în Valea Dobricului sunt doar trei.

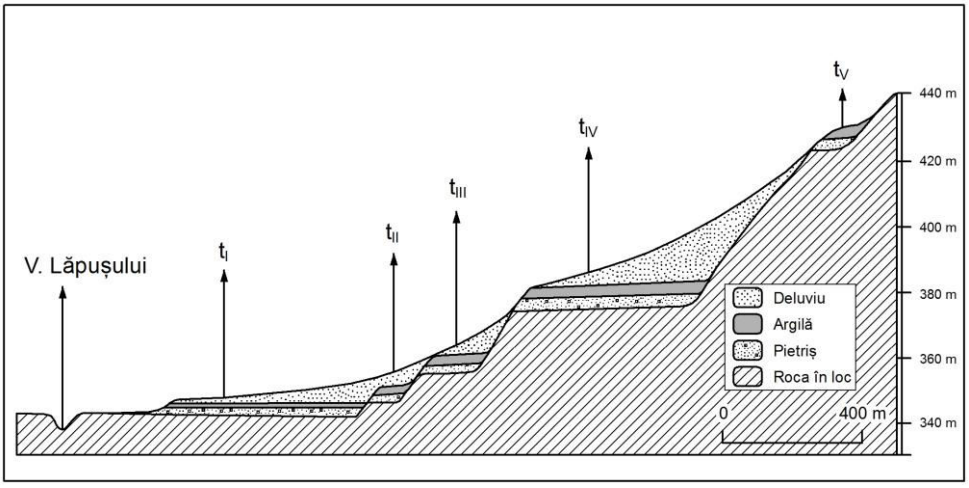


Fig. 6. 45. Terasele Suciului în aval de Suciu de Jos (Posea, 1962a, p. 170)

Terasele Bistriței și ale Șieului, râuri care drenează Dealurile Bistriței, prezintă următoarele caracteristici (Gârbacea, 2015):

- terasa I (de luncă) are o altitudine relativă de 2 – 3 m, în mod obișnuit nu este inundabilă și prezintă continuitate de-a lungul văilor Bistriței, Șieului și

Budacului. Râurile menționate se află într-un proces de adâncire, ele depășind orizontul aluvionar al terasei de luncă, ajungând la roca de bază a acestora. Grosimea aluviunilor, alcătuite preponderent din pietrișuri andezitice, la care se adaugă și orizonturi de nisipuri fine și mâluri, nu depășește 3 – 4 m. Suprafața plană a luncii este deranjată pe alocuri de ușoare denivelări, ce indică rectificări de cursuri, prin autocaptare de meandru, la care se adaugă forme pozitive de tipul grindurilor, popinelor sau fragmente ale teraselor, cum sunt, de exemplu, cele de la Sărata. Terasa de luncă s-a format și pe afluenții râurilor principale, dimensiunile ei fiind în funcție de debit și regimul de scurgere;

- terasa a II-a (10 – 11 m) se prezintă sub formă de fragmente, cu trăsături morfologice evidente și ușor de racordat, datorită înălțimii relative, care se păstrează constant la 10 m. Este bine dezvoltată în Valea Bistriței, sectorul Livezile - Unirea (fig. 6. 46), unde ocupă o suprafață de 8 km^2. La Unirea, în structura sa, alături de marnele argiloase vinețiii friabile, de la partea inferioară, este prezent un orizont de pietrișuri aluviale andezitice, grosiere la bază (25 – 30 cm diametru) și din ce în ce mai mărunte spre partea superioară, cu grosime de 2 m, peste care urmează circa 1 metru de argile gălbui roșcate cu intercalații de pietrișuri a căror diametru nu depășește 2 cm. Această terasă mai are fragmente reprezentative în Valea Budacului (la Simionești), în partea de nord a Depresiunii Budacului, în Valea Șieului (pe versantul stâng la Domnești, la confluența Bistriței cu Șieul, precum și în aval de confluență la Șieu-Măgheruș). Orizontul aluvionar al acestei terase este constituit din pietrișuri, a căror diametru scade de la bază spre partea superioară, având grosime de până la 1,5 m;

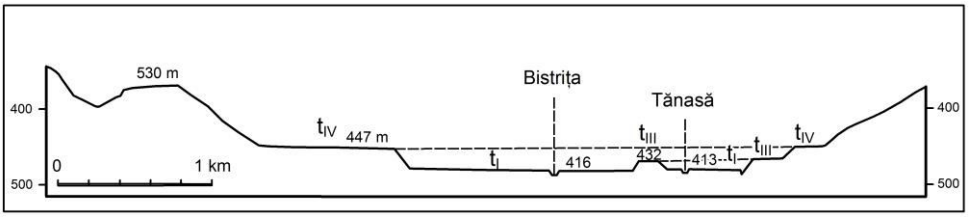


Fig. 6. 46. Profil transversal al Văii Bistriței și Pârâului Tănase, în amonte de confluență (Gârbacea, 2015, p. 80)

- terasa a III-a (15 – 18 m) este reprezentativă în Valea Bistriței, de la ieșirea din munte și până la Livezile și în Valea Șieului, pe partea dreaptă, între Crainimăt și Șieu Sfântu. Fragmente reduse ale acestei terase mai există la confluența Bistriței cu Pârâul Cușma, în amonte de Bistrița (la podul Ghinzii) și în aval de Bistrița (la confluența cu Șieul, pe versantul drept);

- terasa a IV-a (31 – 38 m) urmărește aproape neîntrerupt văile Bistriței și Șieului până la confluența cu Someșul Mare. Pe lângă faptul că fragmentele păstrate sunt extinse și numeroase, ele prezintă o grosime considerabilă a aluviunilor, aspect pus pe

seama unor condiții prielnice de formare a teraselor, comparativ cu situația terasei precedente. Se remarcă în acest sens versantul stâng al Șieului, la baza căruia terasa se poate urmării neîntrerupt, pe o distanță de 22 km între Chiraleș și Beclean. Sub aspectul structurii, la partea inferioară este prezent un strat de pietrișuri de dimensiuni medii (5 – 7 cm) cu grosime de 5 – 8, peste care urmează un orizont alcătuit din aluviuni fine; formarea acestei terase reprezintă unul dintre momentele principale ale procesului de acumulare și adâncire a văilor din bazinul Șieului. Din acest motiv fragmente ale terasei se întâlnesc și pe următorii afluenți: Budac (în amonte de Budacul de Sus), Ardan (la confluența cu Pârâul Șoimușului), Dipșa (pe versantul stâng, la Lechința);

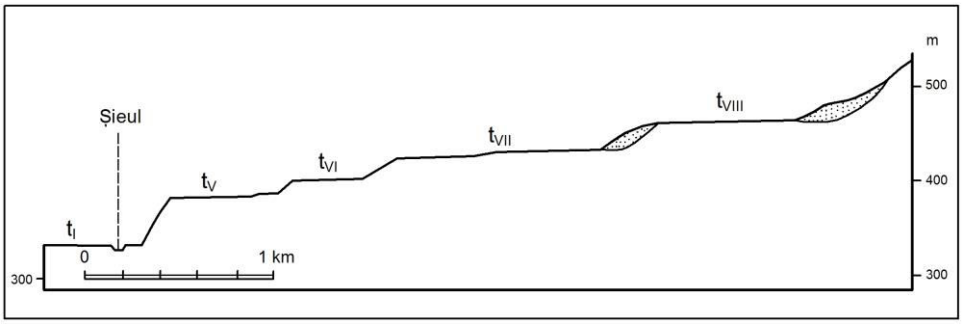


Fig. 6. 47. Terasele înalte de la Cracuri (confluența Budacului cu Șieul) (Gârbacea, 2015, p. 88)

- terasa a V-a (50 – 53 m) este prezentă doar sub forma unor fragmente, reduse ca suprafață, localizate la Viișoara (pe versantul drept al Bistriței), în Valea Budacului, pe versantul stâng al Șieului (între Chiraleș și Valea Bretei), la confluența Budacului cu Șieul (fig. 6. 47), pe Șieu înainte de confluența cu Budacul unde apare atât pe versantul stâng (între Mărișelu și Domnești), cât și pe versantul drept (între Șieu și Pârâul Măgurii). Depozitele fluviale ale acestei terase sunt constituite la partea inferioară din pietrișuri, cu grosime de 3 m, peste care urmează aluviuni fine, cu grosime de 1 – 2 m;

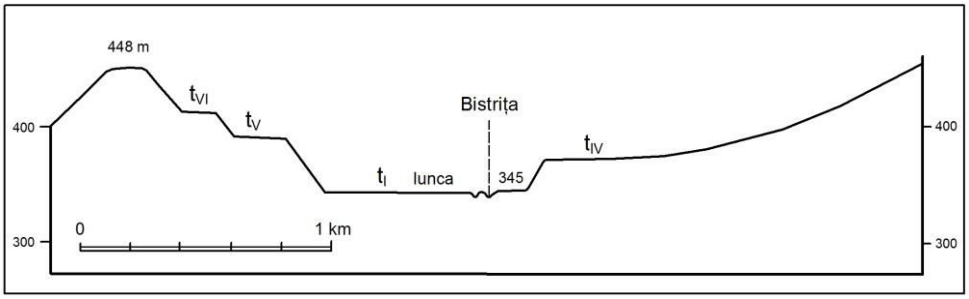


Fig. 6. 48. Profil transversal al Văii Bistriței la Viișoara (Gârbacea, 2015, p. 88)

- terasa a VI-a (70 – 74 m) apare sub formă de fragmente pe versantul drept al Bistriței, între Prundul Bârgăului și Mijlocenii Bârgăului, apoi la Viișoara (fig. 6. 48), la confluența Budacului cu Șieul, pe versantul stâng al Șieului la Coasta Cristur;

- terasa a VII-a (90 – 100 m) este reprezentativă la confluența Șieului cu Budacul, unde ocupă cea mai extinsă suprafață, dintre toate terasele existente acolo. Un alt fragment s-a păstrat apoi la confluența Șieului cu Someșul Mare, în Pădurea Bretei. Deschiderile existente în terasa de la confluența Budacului cu Șieul, permit observarea unui orizont de pietrișuri slab cimentate, dispuse peste un fundament de marne vineții;

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) este prezentă sub formă de fragmente în Valea Bistriței, pe partea dreaptă la Livezile, precum și în Valea Șieului, la confluența cu Budacul. Sub aspectul structurii are la partea inferioară pietrișuri andezitice de dimensiuni mijlocii (8 – 10 cm), la care se adaugă bolovani cu diametru de peste 30 – 40 cm, pentru ca la partea superioară să fie prezente argile roșcate.

Racordarea altitudinală a teraselor Someșului Mare, Someșului Mic, Șieului și Bistriței, dovedește că ele au s-au format în aceleași condiții geomorfologice, existente în cadrul bazinului hidrografic Someș.

Terasele Almașului. Unul dintre afluenții Someșului, pe care s-au format și păstrat terase, este reprezentat de către Almaș. Principalele caracteristici ale acestora sunt (Savu, 1963):

- terasa a I-a sau lunca (2 - 3 m) este prezentă atât în cadrul Văii Almașului, cât și a afluenților săi. Cu toate că în bazinul superior are lățimea de doar câteva zeci de metri (în amonte de Fildu de Mijloc), ajunge la 1,5 km între Chendremal și Sânmihaiu Almașului;

- terasa a II-a (8 – 12 m) s-a păstrat sub formă de fragmente, cele mai reprezentative fiind cele de la: Hida, Baica, Racâș, Bălan, Chechiș și Gâlgău;

- terasa a III-a (18 – 22 m) este bine reprezentată în sectoarele de confluență de la Sânmihaiu Almașului și Hida;

- terasa a IV-a (30 - 35 m) s-a păstrat sub formă de fragmente pe unele dintre afluenții din bazinul mijlociu al Almașului;

- terasa a V (50 - 55 m) este reprezentativă la Chendrea;

- terasa a VI-a (75 m) nu a putut fi recunoscută în teren. Probabil acest nivel s-a format, dar a având o extensiune redusă a fost afectat de procesele geomorfologice de versat și distrus;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) cele mai reprezentative fragmente ale acesteia sunt cele de la: Hida, Baica, Racâș, Chendrea și Bălan.

Terasele Agrijului, cu excepția terasei de luncă, s-au păstrat sub forma unor fragmente pe câteva dintre sectoarele acestuia (Savu, 1963):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) însoţeşte râul încă de la intrarea în depresiunea Almaş-Agrij (în aval de Bogdana), lăţimea ei ajungând la valori de 500 – 800 m, între Românaşi şi Prodăneşti;

- terasa a II-a (8 – 10 m) se poate observa la Românaşi, Romita, Lupoaia şi Borza;

- terasa a III-a (18 – 22 m) s-a păstrat la: Buciumi, Românaş şi Romita;

- terasa a IV-a (30 - 35 m) este reprezentativă la Românaşi;

- terasa a V-a (50 - 55 m) este prezentă la Poarta Sălaşului, ca efect al remanierilor hidrografice care au avut loc între bazinele Agrijului şi Almaşului;

- terasa a VI-a (75 m) s-a păstrat la Românaşi şi Jac;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) s-a păstrat doar la Românaşi;

În afara râurilor principale din bazinul Someşului, terase se întâlnesc şi pe afluenţii acestora (Savu, 1963):

- terasa de luncă este prezentă pe majoritatea afluenţilor, dimensiunea ei fiind în concordanţă cu debitul şi regimul de curgere a fiecărui râu. Dintre afluenţii cu terasa de luncă foarte dezvoltată se remarcă: Căpuş, Nadăş, Lonea, Borşa, Olpret, Gădălin, Fizeş, Meleş etc.;

- terasa a II-a se mai întâlneşte pe: Valea Căpuşului (sub formă de fragmente începând din aval de Căpuşu Mic), Valea Nadăşului (între Suceag şi Baciu), Valea Borşei (în aval de Borşa), Valea Olpretului, Valea Poienii (la Poiana Blenchii), Valea Fizeşului (la confluenţa cu Someşul Mic) etc.;

- terasa a III-a nu a putut fi identificată în văile afluenţilor secundari de genul Lonei, Borşei sau Olpretului, unde chiar dacă s-a format, evoluţia versanţilor în formaţiuni dominant argiloase a distrus urmele acesteia, în schimb este prezentă în Valea Căpuşului (pe partea dreaptă, în aval de Căpuşu Mic);

- terasa a IV-a este prezentă şi în văile următorilor afluenţi: Căpuş, Nadăş, Borşa (la Ciumăfaia), Lonea (la Pâglişa), Olpret (la Maia) şi Vad;

- terasa a VII-a (90 – 110 m) este prezentă pe văile: Nadeş (pe partea stângă la Mera), Borşa (în aval de Borşa, unde prezintă un orizont bine diferenţiat de pietrişuri şi bolovănişuri, cu o stratificaţie specifică aluviunilor de terasă, ca dovadă a existenţei văii încă din timpul genezei acestei trepte fluviale), Lonea şi Olpret.

Terasele din bazinul Crişului Repede. Deşi drenează o suprafaţă redusă a depresiunii, ***Crişul Repede*** şi-a dezvoltat un culoar de vale prevăzut la partea inferioară cu o luncă largă, la care se adaugă câteva trepte de terasă, prezente îndeosebi pe partea stângă.

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) este bine dezvoltată, pe ambele părţi ale râului, începând din aval de localitatea Izvorul Crişului. În aval de Huedin, înainte de intrarea în defileu ajunge la valori ale lăţimii de 600 – 700 m;

- terasa a II-a (10 – 12 m) este prezentă sub formă de fragmente, pe partea stângă, începând din aval de Şaula şi până la intrarea în defileu;

- terasa a III-a (20 – 25 m) s-a păstrat şi ea sub formă de fragmente izolate, care nu întotdeauna au aspect de terase tipice (Posea, 1978), îndeosebi în aval de Huedin.

Terasele din bazinul Mureşului. În condiţiile în care Mureşul şi afluenţii săi, cu izvoare în Munţii Carpaţi, drenează un teritoriu vast, s-a ajuns ca în culoarele acestora să se formeze şi păstreze, cele mai extinse şi clar etajate terase din Depresiunea Transilvaniei.

Alături de terasele din Culoarul Mureşului se remarcă şi cele din culoarele următoarelor râuri: Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Niraj, Secaşul Mare, Secaşul Mic, Arieş, Visa, Pârâul de Câmpie, Comlod etc.

Terasele Mureşului. În Culoarul Mureşului terasele sunt dispuse asimetric; este însă vorba de o asimetrie care variază însă între cele două sectoare distincte ale acestei văi: primul sector se extinde între Deda şi confluenţa cu Arieşul, iar al doilea de la confluenţa menţionată până la Vinţu de Jos.

În cadrul primului sector, datorită permanentei deplasări a Mureşului spre nord, pe versantul stâng al văii s-a păstrat aproape completă seria teraselor.

Pe parcursul celui de-al doilea sector, datorită aportului adus de afluenţii care vin din Munţii Apuseni, cu debite lichide şi solide constante şi însemnate cantitativ, Mureşul a migrat spre versantul stâng, pe care-l subminează, formându-şi terase mai ales pe partea dreaptă.

Sub aspectul altitudinilor şi a localizării lor, terasele Mureşului prezintă următoarele trăsături (Gârbacea şi Belozerov, 1963; Josan, 1979):

- terasa I-a sau lunca (2 – 3 m) însoţeşte râul pe întregul său parcurs, ajungând la lăţimi maxime de 2 – 3 km, cum este de exemplu la confluenţa cu Nirajul. În structura luncii la partea inferioară sunt prezente pietrişuri şi bolovănişuri, prinse într-o masă nisipoasă, peste care urmează orizonturi de nisipuri fine şi mâluri;

- terasa a II-a (8 – 12 m) apare insular mai ales pe partea stângă a Mureşului, deoarece a fost distrusă de eroziunea laterală a acestuia şi fragmentată de afluenţi. Cele mai bine păstrate fragmente sunt cele de la: Deda, Morăreni, Brâncoveneşti, Chirileu, Ogra, Cipău (terasa este păstrată sub forma unor martori insulari în cadrul luncii, rămaşi în coturile meandrelor mari), Iernut, Cuci, Luduş, Cistei, Ciumbrud, Sâncrai, Rădeşti, Sântimbru, Oarda şi Vinţu de Jos;

- terasa a III-a (18 – 25 m) este bine dezvoltată la Târgu Mureş, apoi la Iernut, pentru ca cel mai extins fragment să fie păstrat începând de la est de Cuci şi până la Bogata. Fragmente de dimensiuni reduse se întâlnesc şi la Gâmbaş, Rădeşti, Sântimbru, Alba Iulia şi Vinţu de Jos;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) începe să fie bine păstrată din proximitatea localităţilor Filea şi Aluniş. Este bine dezvoltată şi la Sângeorgiu de Mureş, de unde se continuă până la confluenţa cu Nirajul, pe a cărui vale se extinde până la Acăţari. În aval de confluenţa cu Nirajul aceasta este bine păstrată, devenind una dintre cele mai reprezentative terase ale Mureşului. Se remarcă în acest sens fragmentul de la

Șeulia de Mureș, unde podul său neted și uniform, are o lungime de peste 3 km, și lățime de aproape 2 km, precum și cel dintre văile Cerghid și Valea Izvoarelor. Tot în acest sector al Culoarului Mureșului, terasa respectivă s-a păstrat și sub forma unor martori, situați în cadrul luncii sau a teraselor inferioare, cum sunt de exemplu cei de la: Sânpaul, Ogra, Cipău și Iernut. În aval de confluența cu Arieșul, fragmente ale acesteia, uneori destul de extinse și bine păstrate, sunt la: Noșlac, Ocna Mureș, Micoșlaca, Ciumbrud, Aiud, între Sâncrai și Rădești, Căpud, Teiuș, Alba Iulia și Vințu de Jos. Dintre caracteristicile acestei terase, pe lângă continuitate și bună conservare, se remarcă netezimea podului și fruntea bine exprimată, prin intermediul căreia se delimitează clar de terasele inferioare;

- terasa a V-a (50 – 60 m) cu toate că este bine conservată nu are aceeași continuitate și dezvoltare ca cea precedentă. Primele fragmente bine păstrate apar între Pietriș și Brâncovenești, iar apoi la Târgu Mureș, de unde se continuă și în aval, până la confluența cu Nirajul. Sub formă de fragmente se mai întâlnește la: Recea, Șeulia de Mureș, între Valea Luncilor și Valea Sălcudului (la locul numit Șesul Mare), Chețani, Căptălan, Aiud, Rădești, Teiuș, Alba Iulia și Vințu de Jos;

- terasa a VI-a (80 – 85 m) este reprezentativă la nord de localitatea Ațintiș, pe partea stângă a culoarului, precum și la confluența Mureșului cu Nirajul. Ea mai apare sub formă de fragmente la: Chețani, Petrilaca, Șeulia de Mureș, Lunca Mureșului, Unirea, Aiud, Teiuș și Alba Iulia;

- terasa a VII-a (110 – 115 m) se întâlnește sub forma de fragmente, îndeosebi pe partea stângă, între confluența cu Nirajul și localitatea Gheja (reprezentative sunt în acest sens cele din dealurile Viilor și Fetei de la Ațintiș). Adevărata imagine a acestei terase și a condițiilor de geneză a ei este dată de fragmentele de la Valea Izvoarelor, păstrate la altitudinea relativă de 110 – 115 m. Fragmente ale acestei terase sunt și la: Pietriș, Vălenii de Mureș, Brâncovenești, Aiud, Gârbova de Jos, Stremț, Galda de Jos și Alba Iulia.

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) este prezentă doar sub forma unor fragmente reduse, așa cum sunt cele de la: Giuluș, Cucerdea, Sălcud, Ațintiș și Sâniacob;

- terasa a IX-a (150 – 160 m) se întâlnește sub forma unor fragmente izolate cum ar fi cele din dealul Ghejii (la sud de localitatea Gheja), sau cele de pe interfluviile afluenților de stânga ai Mureșului (Valea Sălcud, Valea Deag, Valea Sâniacobului și Valea Luncilor). Ea mai este prezentă și la confluența Mureșului cu Nirajul.

Alături de aceste terase, și în cazul Culoarului Mureșului există o serie de umeri, situați altitudinal sub interfluviul dintre Mureș și Târnava Mică, la altitudinea absolută de 460 m (Josan, 1979). Spre est altitudinea lor crește la 475 m (la sud de Târgu Mureș), iar spre vest scade la 450 m (în Dealul Cecălaca). Acest nivel are extensiunea maximă în sectoarele unde terasele sunt bine dezvoltate, urmărind îndeaproape parcursul Văii Mureșului, motiv pentru care se consideră că el

marchează prima etapă clară din evoluția văii (Josan, 1979), după stabilizarea cursului de apă pe acest traseu, ulterior exondării depresiunii.

Terasele Târnavei. Chiar dacă acest râu se formează în urma confluenței de la Blaj, a două râuri importante ale depresiunii (Târnava Mare și Târnava Mică), valea care s-a format în aval este destul de scurtă, doar 15 km, până la confluența cu Mureșul. Comparativ de pildă cu situația din aval de confluența celor două Someșuri, complexitatea reliefului din Culoarul Târnavei, este una destul de scăzută, fapt reflectat și morfologia și dispunerea teraselor.

Ele se prezintă sub forma unor fragmente relativ uniforme, sub aspect morfologic, fiind constituite din pietrișuri și nisipuri pleistocene, a căror grosimi ajung până la 10 m pe alocuri. Au fost identificate opt terase, la care se adaugă un nivel format din umeri de vale (Josan, 1979; Buza, 1997; Mărculeț și Mărculeț, 2001):

- terasa I sau lunca (2 – 4 m) este bine dezvoltată, cu lățime de 1,9 km la Crăciunelu de Jos, și însoțește râul pe ambele părți. Sub aspectul structurii, la partea inferioară are pietrișuri, peste care urmează nisipuri și orizonturi de argilă;

- terasa a II-a (8 – 12 m) apare sub formă de fragmente așa cum sunt cele de pe versantul stâng din amonte de Crăciunelu de Jos, de la Cistei și cele de la Mihalț;

- terasa a III-a (18 – 25 m) este prezentă la: Blaj, Crăciunelu de Jos și Cistei;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) s-a păstrat la Blaj (fig. 6. 49), Tiur (pe versantul stâng), la Bucerdea Grânoasă (pe versantul drept) și între Obreja și Mihalț (pe versantul stâng);

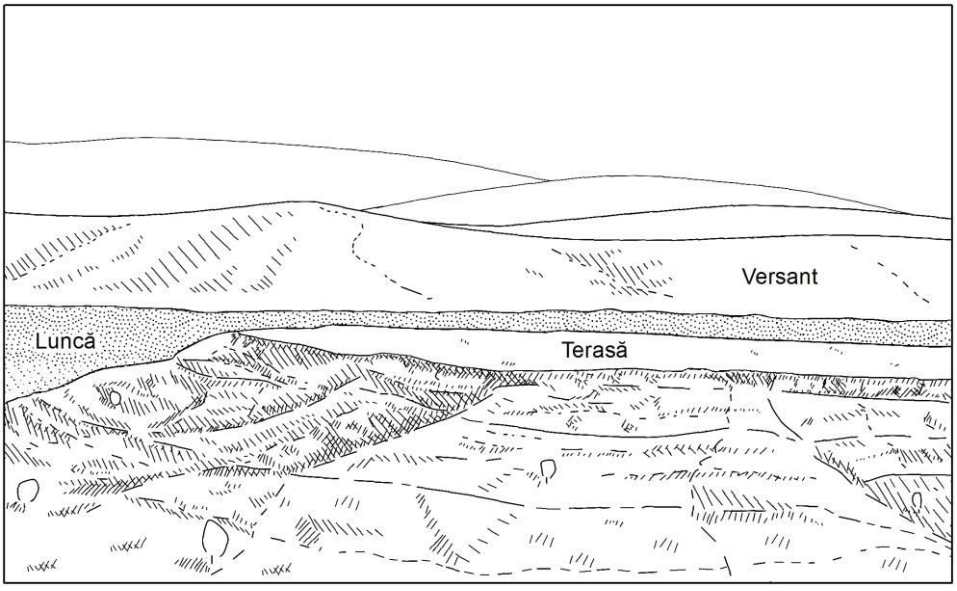


Fig. 6. 49. Terasa a patra a Târnavei la Blaj

- terasa a V-a (50 – 60 m) se întâlneşte la Bucerdea Grânoasă, la est de Cistei (pe versantul stâng) şi la sud de Obreja (pe versantul drept);

- terasa a VI-a (80 – 90 m) apare sub formă de fragmente la Bucerdea Grânoasă (pe versantul drept) şi la sud de Mihalţ (pe versantul stâng);

- terasa a VII-a (110 – 120 m) s-a păstrat sub forma unui fragment la sud de Crăciunelu de Jos;

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) se poate observa pe interfluviile dintre afluenţii de stânga ai Târnavei;

- nivelul de 150 – 160 m este prezent pe partea stângă a văii, în continuarea nivelului de vale.

Terasele Târnavei Mari prezintă diferenţieri în funcţie de particularităţile unităţilor morfostructurale în care s-au format. Din acest motiv ele vor fi prezentate separat, pentru cele două sectoare reprezentative ale culoarului acesteia din depresiune, şi anume cel din amonte, respectiv cel din aval de Vânători. Începând de la Zetea şi până la Vânători Târnava Mare traversează Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, pentru ca în aval ea să curgă prin Podişul Târnavelor.

Terasele Târnavei Mari, din Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt, sunt inegal dezvoltate şi păstrate sub formă de fragmente, îndeosebi în sectoarele mai largi ale culoarului de vale, cu aspect depresionar. Terasele Târnavei Mari sunt în număr de şapte şi prezintă următoarele altitudini relative şi caracteristici (Mac, 1972):

- terasa a I-a sau lunca (4 – 6 m) însoţeşte cursul pe întregul sector considerat, cu excepţia îngustărilor din aval de Oţeni, Dejuţiu şi Porumbenii Mici;

- terasa a II-a (8 – 15 m) s-a păstrat sub formă de fragmente începând de la intrarea râului în depresiune la Zetea. Alături de această locaţie se mai întâlneşte la Târnovița, Brădeşti, Odorheiu Secuiesc, Dejuţiu, Porumbenii Mari şi Cristuru Secuiesc (fig. 6. 50);

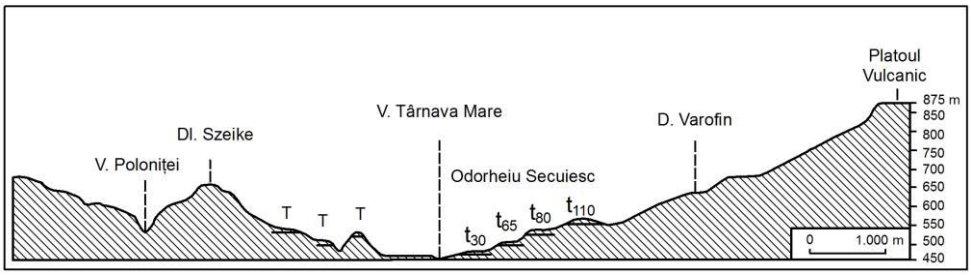


Fig. 6. 50. Profil transversal prin Valea Târnavei Mari, la Odorheiu Secuiesc (Mac, 1972, p. 113)

- terasa a III-a (18 – 24 m) este şi ea prezentă sub formă de fragmente la Zetea (pe partea stângă), la Brădeşti, Odorheiu Secuiesc, Dejuţiu, Porumbenii Mari şi Cristuru Secuiesc;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) s-a păstrat la Brădeşti, Odorheiu Secuiesc şi Cristuru Secuiesc;

- terasa a V-a (50 – 65 m) se face remarcată la Brădeşti, Odorheiu Secuiesc, Mugeni, Lutiţa şi Cristuru Secuiesc;

- terasa a VI-a (75 – 85 m) s-a conservat la Brădeşti, Odorheiu Secuiesc, Dejuţiu, Secuieni, Porumbenii Mari şi Cristuru Secuiesc;

- terasa a VII-a (100 – 120 m) poate fi întâlnită la Brădeşti, Odorheiu Secuiesc, Tăureni, în aval de Oţeni (unde în cadrul defileului apare pe ambele părţi), Porumbenii Mari şi Cristuru Secuiesc.

Terasele superioare ale Târnavei Mari s-au menţinut îndeosebi sub formă de umeri izolaţi, cărora le lipsesc stratul de pietriş aluvial (Mac, 1972).

Terasele Târnavei Mari, din Podişul Târnavelor, sunt dispuse atât asimetric în cadrul culoarului de vale, cât şi inegal, pe diferitele sectoare de râu. Cel mai bine dezvoltate sunt în sectorul Sighişoara – Mediaş, unde apar sub forma unor fâşii aproape continui, prezentând doar mici întreruperi din loc în loc (Bălănescu, 1992). Între Mediaş şi Copşa Mică s-au păstrat destul de puţine fragmente de terasă, pentru ca în aval de confluenţa cu Visa, de la Copşa Mică, ele să fie bine dezvoltate îndeosebi în sectorul Micăsasa – Ţapu, precum şi la confluenţa Târnavelor de la Blaj.

Dintre terasele Târnavei Mari cele mai bine sunt păstrate cele inferioare, în timp ce restul, se întâlnesc doar sub formă de fragmente la est de Sighişoara, la Copşa Mic, Ţapu şi Blaj.

Principalele trăsături ale teraselor Târnavei Mari, între Vânători şi Blaj, sunt următoarele (Bălănescu, 1992):

- terasa I-a sau de luncă (2 – 3 m) este cea mai bine păstrată şi mai extinsă, însoţind râul pe toată lungimea lui. Altitudinea ei scade de la 350 m, cât are la Sighişoara, la 244 m cât are la Blaj;

- terasa a II-a are o altitudine relativă de 8 – 12 m şi este prezentă îndeosebi pe partea stângă a culoarului de vale, sub formă de fragmente. Primul începe din aval de Sighişoara şi se continuă până la vest de Daneş. Următoarele fragmente apar la vest de Saroş pe Târnave, apoi la Alma şi la confluenţa Văii Aţelului cu Târnava Mare. Se remarcă în continuare fragmentul ce se extinde de la Bratei până la Mediaş. Acest nivel de terasă mai este prezent la Copşa Mică (fig. 6. 51), apoi la confluenţa cu Valea Şeica Mică, la Micăsasa, Lunca, Valea Lungă, Mănărade şi la Blaj (unde a oferit condiţii prielnice pentru dezvoltarea oraşului);

- terasa a III-a (15 – 20 m) este prezentă şi ea sub formă de fragmente, localizate mai ales pe partea stângă a văii. Dintre acestea se remarcă cele dintre Sighişoara şi Daneş, cel de la Hoghilag, Dumbrăveni, la vest de Saroş pe Târnave, la Alma (localitate situată pe fragmente ale acestui nivel); la vest de Mediaş mai apare doar la localitatea Târnava;

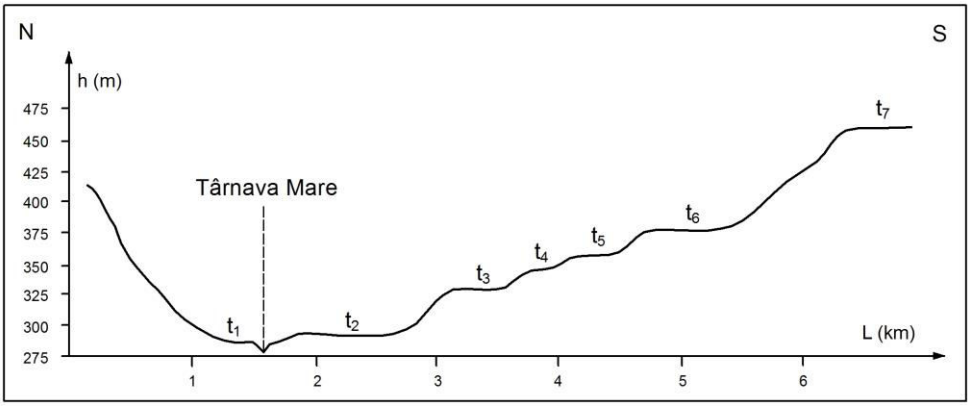


Fig. 6. 51. Profil transversal în valea Târnavei Mari la Copșa Mică (Bălănescu, 1992, p. 49)

- terasa a IV-a (30 – 35 m) în amonte de Sighișoara este prezentă sub formă de fragmente la Odorhei, la Vânători și Albești. Între Sighișoara și Copșa Mică apare doar la Bratei, sub forma unui fragment de dimensiuni reduse, al cărui frunte a fost distrusă de exploatarea materialelor de construcții în carieră. În aval de Copșa Mică se întâlnește imediat după confluența cu Visa, la baza Dealului Hulișoara, apoi la est de Țapu, la Lunca și la confluența Târnavelor, pe al cărei pod se află localitatea Ciufud. În cazul acestei terase, atât podul, cât și fruntea sunt bine păstrate;

- terasa a V-a (55 m) se întâlnește la Albești, unde se prezintă sub forma unor umeri. În aval de Sighișoara s-a păstrat doar sub forma unor fragmente la Copșa Mică. Mai bine dezvoltată este imediat în aval de Copșa Mică (la Zăvoiul de Sus) și la est de Țapu, unde este foarte bine evidențiată printr-o frunte înclinată;

- terasa a VI-a (70 – 80 m) se găsește sub formă de fragmente la Vânători, Albești, imediat în aval de Sighișoara (în Dealul Potmoale și Dealul Hulii), la Copșa Mică și la Blaj (podeiul de deasupra cartierului Berc și locul la Răzoare deasupra cartierului Veza);

- terasa a VII-a (95 – 110 m) se întâlnește sub forma unor fragmente la Vânători, Albești, în aval de Sighișoara (Dealul Hulii), Dumbrăveni (Dealurile Dumbrava și Răzoare), Mediaș, la Copșa Mică și în amonte de Blaj (la Mănărade, unde are aspect de umeri).

Prezența acestor terase în aval de Copșa Mică, deosebit de dezvoltate pe alocuri (sectorul Țapu - Micăsasa) susțin ipoteza curgerii Târnavei Mari pe traseul actual, încă de la formarea rețelei hidrografice primare din Depresiunea Transilvaniei.

Terasele Târnavei Mici prezintă și ele diferențe altitudinale în funcție de unitatea morfostructurală în care s-au format.

În amonte de Sângeorgiu de Pădure (Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt) ele prezintă următoarele trăsături (Mac, 1972):

- terasa a I-a (3 – 6 m) este prezentă de-a lungul întregului curs pe acest sector, încă de la intrarea râului în depresiune. Înregistrează dezvoltare maximă la Chibed, unde are o lățime de 700 m;

- terasa a II-a (10 – 15 m) s-a păstrat sub formă de fragmente; mai reprezentativ este cel pe care se află gara de la Sovata, de unde se continuă pe partea stângă până la Chibed. Se mai întâlnește la Sângeorgiu de Pădure;

- terasa a III-a (20 – 25 m) se găsește sub forma unei fâșii, pe partea stângă, între Sovata și Chibed, apoi la Sângeorgiu de Pădure;

- terasa a IV-a (40 – 50 m) s-a menținut sub formă de fragmente, pe partea stângă, între Sovata și Chibed, precum și la Sângeorgiu de Pădure;

- terasa a V-a (75 – 80 m) este prezentă în aval de Sovata, pe partea dreaptă a văii, având aspect de fragmente;

- terasa a VI-a (90 – 112 m) se întâlnește sub formă de umeri, pe partea dreaptă a culoarului de vale.

În aval de Ghindari recunoașterea teraselor Târnavei Mici este îngreunată din cauza degradării și parazitării lor, de către materialele rezultate în urma proceselor geomorfologice de versant.

Terasele Târnavei Mici, din aval de Sângeorgiu de Pădure (Dealurile Târnavei Mici), sub aspectul poziției și al extensiunii, au fost influențate de asimetria evidentă a văii. Dintre principalele caracteristici ale acestora se remarcă (Josan, 1979):

- terasa I-a sau lunca (3 – 6 m), cu toate că pe anumite sectoare este foarte îngustă (la Cetatea de Baltă) sau aproape că lipsește (la Petrisat), ajunge la lățimi de până la 1,5 la Târnăveni, însoțind râul pe întregul său parcurs;

- terasa II-a (8 – 12 m) este prezentă sub formă de fragmente în perimetrul următoarelor localități: Agrișteu, Șoimuș, Laslău Mare, Idrifaia, Bernadea, Gănești, Adămuș, Pănade, Sâncel, Petrisat și Blaj;

- terasa a III-a (18 - 25) se întâlnește mai ales pe partea stângă a văii între Sângeorgiu de Pădure și Dumitreni, unde se extinde în lungime pe 6 km și are lățimi cuprinse între 50 și 200 m. Alte locații unde se mai întâlnește sunt: Laslău Mare, Adămuș Târnăveni, Cornești, Lunca Târnavei și Blaj. La Adămuș, în depozitele terasei a treia există structuri periglaciare, reprezentate prin pungi și franjuri (Josan, 1979);

- terasa a IV-a (30 – 40 m) deși este fragmentată de afluenții Târnavei Mici și parazitată cu materiale provenite de pe versant sau distrusă de procesele geomorfologice, reprezintă nivelul fluvial cel mai bine păstrat. Această afirmație este susținută de continuitatea sa în lungul văii, precum și de extensiunea considerabilă a podului său, care ajunge la lățimi de până la 800 m (la Agrișteu și Bernadea). Cele mai reprezentative sectoare în care ea s-a păstrat sunt: Chendu, Agrișteu - Valea

Zagărului, Adămuș, Cetatea de Baltă, Jidvei – Feisa, Jidvei – Sona și Blaj. În deschiderile existente, acest nivel prezintă o structură fluvială evidentă, alcătuită dintr-un orizont grosier, la partea inferioră, prevăzut cu pungi periglaciare, peste care urmează orizont fin alcătuit din nisipuri și mâluri;

- terasa a V-a (50 – 60 m) reprezintă și ea o treaptă evidentă a Culoarului Târnavei Mici, fiind cel mai bine păstrată, pe ambii versanți, la Sângeorgiu de Pădure. Cele mai caracteristice sectoare unde s-a mai păstrat sunt: Gănești, Adămuș, între Cornești și Cetatea de Baltă, Feisa și Blaj;

- terasa a VI-a (80 – 90 m) s-a menținut doar sub forma unor fragmente, reduse ca suprafață, așa cum sunt cele de la: Bordoșiu (pe interfluviul dintre văile Roua și Vețca), Dumitreni, Șoimuș, Adămuș, Feisa, între Lunca Târnavei și Sâncel (unde pe partea stângă a văii are o lungime de aproape 2 km și lățime de până la 500 – 600 m);

- terasa a VII-a (110 – 120 m), la fel ca precedentă se găsește doar sub forma unor fragmente izolate, cu aspect de umeri, prezenți pe interfluviile dintre afluenții de stânga ai Târnavei Mici, de pe sectorul Sângeorgiu de Pădure – Agrișteu;

- terasa a VIII-a (130 – 140 m) deși are o extensiune la fel de redusă ca precedenta, este totuși bine reprezentată în câteva sectoare: între Dumitreni și Șoimuș (Dealul Secuiului, 415 m), la Feisa și între Sâncel și Blaj;

- terasa a IX (150 – 160 m) este și ea păstrată doar sub formă de fragmente, cele mai expresive fiind cele de la: Dumitreni (Dealul Căpușului, 475 m), Adămuș (Dealul Cireșului, 428 m), Cetatea Baltă (Dealul Fundătura, 425 m), Lunca Târnavei (Dealul Dosul Rotunzii, 408 m) și Sâncel.

Dispunerea monolaterală a teraselor în cadrul văii a fost determină de abaterea râului spre nord, aspect datorat atât structurii, cât și împingerii realizată de către afluenții de pe partea stângă, mult mai dezvoltați decât cei de pe partea dreaptă.

În cazul Târnavei Mari și a Târnavei Mici, cu excepția terasei de luncă și a celei superioare, ele sunt dispuse preponderent monolateral, pe partea stângă, conform deplasării cursului de apă, pe măsură ce s-a adâncit spre nord.

În Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, alături de râurile principale, terase se găsesc și pe următorii afluenți (Mac, 1972): Nico Alb, Goagiu, Nirajul Mic și Gurghiu, chiar dacă nu în serie completă, lipsind terasele superioare.

Terasele Nirajului cu toate că sunt bine dezvoltate s-au păstrat doar sub formă de fragmente. Ele se racordează cu ale Mureșului și au următoarele caracteristici (Josan, 1979):

- terasa I-a sau luncă (2 - 3 m) este bine dezvoltată și prezintă continuitate îndeosebi în aval de Miercurea Nirajului, unde depășește de multe ori 1 km lățime;

- terasa a II-a (8 - 12) s-a păstrat sub forma unor fragmente așa cum sunt cele de pe partea dreaptă a văii, dintre Crăciunești și Nicolești;

- terasa a III-a (18 – 25 m) cu toate că este mai bine conservată decât precedenta, apare doar între Gălăţeni şi Gruişor;

- terasa a IV-a (30 – 40 m) este cea mai reprezentativă dintre terasele Nirajului, fiind păstrată pe partea dreaptă a râului începând de la Nicoleşti şi până la confluenţa cu Mureşul, precum şi mai în amonte, între Găleşti şi Păsăreni (în acest sector în structura terasei sunt prezente pietrişuri în amestec cu nisipuri cu grosimi cuprinse între 3 şi 5 m).

Alături de acestea în Valea Nirajului mai pot fi identificate şi alte fragmente de terasă, racordabile cu terasa a VII-a şi a VIII-a de pe Mureş, datând din perioada în care, din componenţa bazinului hidrografic al Nirajului făcea parte şi cursul superior actual al Târnavei Mici.

Terasele Secaşului Mare. În urma analizei acestora s-au desprins câteva caracteristici de ordin general (Raboca, 1977; Raboca, 1995; Sandu, 1998):

- toate nivelele de terasă au aspect fragmentar;

- elementele morfologice sunt puternic modificate, respectiv podul terasei are o înclinare relativ accentuată, iar fruntea are, în majoritatea situaţiilor, valori reduse ale declivităţii;

- terasele sunt dezvoltate preponderent pe versantul stâng, pe cel drept existând doar câteva fragmente ale teraselor superioare;

- prezenţa depozitelor de versant, pe podurile teraselor, demonstrează că în timpul formării lor, dar mai ales după aceea, a avut loc o degradare a părţii superioare a versanţilor, prin procese geomorfologice specifice, care au determinat retragerea lor şi acumularea la partea inferioară a unor depozite de tip glacis.

În bazinul Secaşului Mare au fost identificate şi cartate şase terase (Raboca, 1977; Raboca, 1995; Sandu, 1998), la care se adaugă şi nivelul de 90 – 125 m, asupra căruia autorii citaţi păstrează unele rezerve pentru a-l încadra la terase. Acestea prezintă următoarele trăsături:

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m) urmăreşte râul pe aproape toată lungimea lui, având o lăţime ce variază de la câteva zeci de metri la 800 m. Lunca cu toate că apare pe ambele părţi ale râului nu este dezvoltată uniform; în funcţie de amplitudinea meandrelor şi aportul de materiale aduse de pe versanţi sau prin intermediul afluenţilor, este dezvoltată neuniform când pe o parte, când pe alta a văii; unitatea de luncă s-a format şi în văile afluenţilor Secaşului Mare (Apold, Dobârca, Gârbova, Câlnic etc.), unde apare sub forma unor fâşii înguste de 80 – 200 m, dispusă monolateral, îndeosebi pe partea stângă;

- terasa a II-a (7 – 12 m) a fost pusă în evidenţă doar pe partea stângă a Secaşului Mare, unde este cel mai bine dezvoltată, în apropierea localităţilor Apoldu de Jos, Miercurea Sibiului, Cunţa şi la nord de Răhău. Cu toate că este prezentă doar sub forma unor fragmente, reduse ca suprafaţă, elementele sale morfologice sunt bine păstrate. Lipsa acestui nivel pe partea dreaptă a fost pusă pe

seama deplasării succesive a râului spre nord, ca efect a împingerii realizate de către afluenții care vin din munte;

- terasa a III-a (18 – 25 m) este dezvoltată mai ales pe versantul stâng al văii, în timp ce pe partea dreaptă a putut fi pusă în evidență doar în apropierea localității Cut și al Băilor de la Miercurea. Se prezintă sub formă de fragmente, dintre care mai bine păstrate sunt cele din perimetrul localităților Miercurea Sibiului, Cunța și la est de Sebeș; în structura s-a sunt prezente pietrișuri bine rulate, peste care urmează depozite mai fine, inclusiv un orizont de sol fosil.

- terasa a IV-a (35 – 45 m), prezentă și ea sub formă de fragmente, nu mai are înfățișarea morfologică a nivelelor anterioare, podul terasei având o înclinare relativ accentuată, iar contactul cu terasa următoare este acoperit cu materiale deluviale. Fragmente ale acestei terase au fost întâlnite între Valea Apoldului și Valea Gârbovei, între văile Dobârca și Gârbova, apoi între văile Gârbova și Câlnic, între văile Câlnic și Răhău, precum și între Cunța și Sebeș. Pe partea dreaptă apare doar în aval de confluența Secașului cu Valea Sângătin;

- terasa a V-a (50 – 65 m) are elementele morfologice alterate, datorită atât a proceselor de versant care au afectat-o, cât și a celor antropice. Podul terasei este înclinat, țâțâna acoperită cu materiale coluviale, iar fruntea înclină ușor spre terasa inferioară. Fragmentele ale acestei terase se găsesc în perimetrul localității Miercurea Sibiului.

- terasa a VI-a (75 – 85 m) cu toate că este dezvoltată mai mult pe partea stângă a râului, ea este prezentă și pe partea dreaptă sub formă de fragmente, așa cum sunt cele din amonte de Cunța. Și în acest caz elementele morfologice sunt alterate datorită proceselor geomorfologice care au afectat-o;

- nivelul de 90 -120 m are mai mult aspectul unor umeri, care prin analogie morfologică, au fost încadrați în categoria teraselor (Raboca, 1995). Se remarcă în acest sens fragmentele de pe partea dreaptă a Secașului Mare, dar și cele de pe partea stângă, din apropierea localității Apoldul de Jos.

Terasele Secașului Mic. Un alt râu din bazinul Mureșului, pe care s-au format și păstrat terase fluviale, este reprezentat de către Secașul Mic. În culoarul asimetric al acestuia s-au păstrat șase terase, dispuse preponderent pe partea stângă, la care se adaugă și un nivel morfologic cu aspect de umeri de vale. Ele au următoarele caracteristici (Raboca, 1995):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 4 m) urmărește râul pe toată lungimea lui, având o lățime ce variază de la câțiva zeci de metri (la Sădinca) până la aproape 1 km (în aval de localitatea Colibi);

- terasa a II-a (9 – 10 m) este prezentă doar sub forma unor fragmente, reduse la suprafață, așa cum sunt cele de la: Broșteni, Roșia de Secaș și Secășel;

- terasa a III-a (18 - 25) s-a păstrat doar între Broşteni şi Colibi, pe partea stângă, fiind bine păstrată la Roşia de Secaş şi Secăşel. În structura s-a există depozite fluviale formate din nisip în amestec cu pietriş;

- terasa a IV-a (30 – 45 m) este cel mai bine dezvoltat nivel fluvial, din cadrul Văii Secaşului Mic. Fragmentele cele mai reprezentative sunt cele de la: confluenţa cu Valea Păuca, Roşia de Secaş, Tău şi Secăşel;

- terasa a V-a (50 – 65 m) s-a păstra şi ea sub formă de fragmente, pe partea stângă, în aval de confluenţa cu Pârâul Gârbău;

- terasa a VI-a (70 – 85 m) este prezentă sub formă de fragmente, localizate pe interfluviile dintre afluenţii de stânga ai Secaşului Mic;

- nivelul de 90 – 120 m are aspectul unor umeri de vale, cu elemente morfologice specifice teraselor. Acest nivel s-a păstrat şi pe partea dreaptă a culoarului, îndeosebi în aval de Secăşel.

Alături de terasele din văile râurilor menţionate anterior, în bazinul Mureşului terase s-au mai format şi păstrat şi în cazul următorilor afluenţi: Arieş, Visa, Pârâul de Câmpie şi Comlod.

În cazul Arieşului se remarcă existenţa a şase terase, dispuse mai ales pe partea dreaptă a râului, care pe parcursul Cuaternarului şi-a păstrat tendinţa de batere spre versantul strâng. Ele sunt dispuse în evantai în cadrul culoarului şi prezintă următoarele altitudini relative (Savu et al., 1973; Morariu et al., 1970): t_1 2 – 3 m, t_2 10 – 12 m, t_3 20 – 25 m, t_4 35 – 40 m, t_5 50 – 55 m, t_6 70 – 75 m. Dintre acestea terasa superioară este bine dezvoltată şi pe versantul stâng la Turda, unde are forma unor poduri extinse, fragmentate de afluenţii de stânga ai Arieşului. Terasa a treia şi a patra au extensiuni considerabile pe partea dreaptă, podul lor ajungând la lăţimi de peste 2 km, începând din aval de localitatea Mihai Viteazu şi până la confluenţa cu Mureşul.

Şi în Culoarul Visei, alături de luncă s-au păstrat câteva fragmente ale teraselor inferioare. Aşa cum sunt cele de la: Loamneş, Şeica Mare, Agârbiciu şi Axente Sever.

La rândul lor, cei doi afluenţi principali ai Mureşului (Pârâul de Câmpie şi Comlod), care vin din Câmpia Transilvaniei, şi-au format alături de luncă încă două sau trei terase, din care s-au păstrat doar fragmente izolate (Baciu, 2006). La această situaţie s-a ajuns şi din cauza distrugerii şi parazitării lor, cu materiale provenite de pe versant, ca urmare a proceselor geomorfologice specifice.

Terasele din bazinul Oltului. Dintre râurile pe care s-au format şi păstrat terase fluviale, alături de Olt, se remarcă: Hârtibaciul, Cibinul, Săliştea, Homorodul Mare şi Homorodul Mic.

Terasele Oltului. Încă de la intrarea în Depresiunea Transilvaniei, la Hoghiz, alături de luncă el şi-a format şi păstrat terase fluviale. Acestea sunt mai dezvoltate şi bine păstrate în Depresiunea Făgăraş.

Este vorba atât de terasele Oltului, cât şi de cele ale afluenţilor săi de stânga, pe care Popescu (1990) le denumeşte glacisuri-terase. Acestea au rezultat în urma îmbucării conurilor de eroziune laterală şi acumulare aluvio-proluvială, formate în lungul râurilor cu izvoarele în Munţii Făgăraş. Ele au rămas suspendate, în funcţie de condiţiile locale, la diverse altitudini relative faţă de albii, sub formă de terase (Popescu, 1990). Spre Olt, părţile laterale ale acestora se contopesc, formând trepte continui cu aspect de terasă sau trec în terasele propriu-zise ale acestuia. Către sud, la contactul cu muntele, conform autorului citat, netezimea lor devine din ce în ce mai redusă, glacisurile-terase trecând treptat, în categoria conurilor fluvio-periglaciare. Terasele şi glacisurile terase prezintă diferenţieri în cadrul depresiunii, motiv pentru care vor fi prezentate la nivel de compartimente: central, vestic şi estic.

În cadrul părţii centrale a câmpiei piemontane a Depresiunii Făgăraş s-au format trei generaţii de glacisuri terase (Popescu, 1990), la care se adaugă lunca Oltului:

- lunca Oltului (2 – 3 m) îl însoţeşte pe întreg cuprinsul depresiunii, coborând altitudinal de la 432 m (Veneţia de Jos) la 355 m (Turnu Roşu). Ea este dispusă mai ales pe partea stângă a râului şi are lăţimi care oscilează între 0,35 şi 3,2 km. În structura sa sunt prezente două orizonturi distincte: unul inferior (alcătuit din pietrişuri aluviale rulate, în amestec cu nisip şi bolovăniş, cu grosime de 6 – 11 m) şi unul superior (alcătuit din fracţiuni fine şi argiloase, cu grosime de 0,3 – 4 m);

- glacisul-terasă inferior este mai bine dezvoltat spre lunca Oltului, faţă de care apare retezat şi suspendat. În partea centrală a depresiunii, în lungul Oltului s-a dezvoltat ca terasă de luncă aluvială, ce domină lunca propriu-zisă cu 2 – 3 m, ajungând la altitudini relative de 5 – 12 m. El pătrunde sub forma unei terase joase, de 1,5 – 4 m, şi pe văile ce coboară din Munţii Făgăraş. În structura sa sunt prezente pietrişuri şi nisipuri slab rulate, necimentate, care spre suprafaţă trec într-un orizont nisipos grosier;

- glacisul terasă mediu, format în detrimentul celui precedent, pătrunde în lungul afluenţilor de stânga ai Oltului, sub forma unei terase ce devine tot mai îngustă spre amonte (fig. 6. 51). Faţă de Olt are altitudini relative variabile, cuprinse între 5 şi 25. Cuvertura aluvio-proluvială are în componenţă pietrişuri rulate, localizate într-o matrice nisipoasă, gălbuie, la a cărei parte superioară există un strat de circa 0,5 m grosime de nisipuri-lutoase sau nisipuri gălbui. Pe alocuri la contactul dintre aceste orizonturi, atât la glacisul terasă superior cât şi cel mediu, pot fi observate franjuri periglaciare sau ondulări de solifluxiune, ce permit corelarea genezei acestor trepte, cu oscilaţiile climatice din Pleistocenul superior;

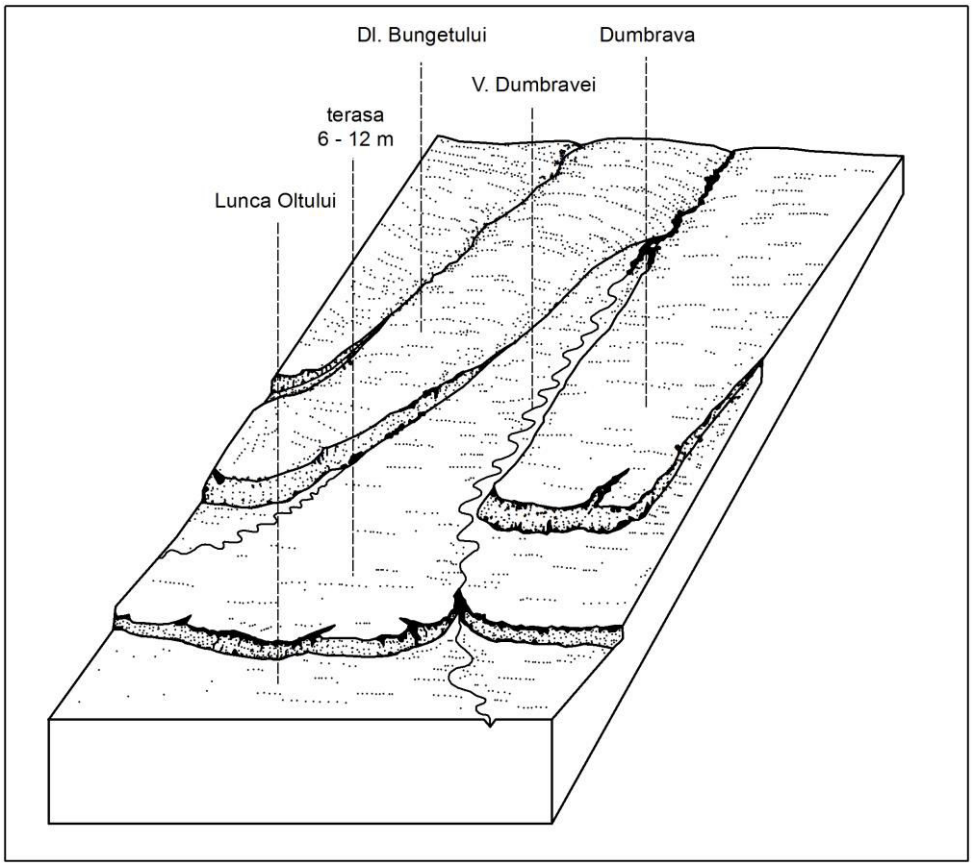


Fig. 6. 51. Pătrunderea terasei de 6 – 12 m, corespunzătoare glacisului terasă mediu, sub forma fundurilor de vale suspendate, între Sâmbăta de Sus și Olteț (Popescu, 1990, p, 109)

- glacisul terasă superior, definește prin marea s-a extindere, morfologia compartimentului central al depresiunii, dintre văile Avrig și Sâmbăta. Spre Olt rămâne suspendat la 30 – 35 m față de luncă sau se dezvoltă sub formă de terase cu altitudini similare. La vest de Pârâul Mârșa această treaptă este înlocuită de terasele de 60 – 70 m și 45 – 50 m, în timp ce în compartimentul estic și în culoarul depresionar Hoghiz-Veneția este înlocuit de terasa Oltului de 25 – 30 m. În structura s-a predomină pietrișurile bine rulate, prinse într-o masă de nisipuri gălbui-roșcate, peste care urmează o cuvertură de luturi nisipoase gălbui, cu grosime de până la 2 m.

În afara acestor glacisuri-terasă, în partea vestică a Depresiunii Făgăraș, la vest de Valea Mârșa, sunt prezente și terase tipice, formate de către Olt, înainte de intrarea în defileu. Împreună cu lunca ele prezintă următoarele caracteristici (Popescu, 1990):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) este prezentă pe ambele părți ale râului, morfologia ei fiind una modificată antropic, ca urmare a lucrărilor de amenajare în scopuri hidroenergetice a Oltului;

- terasa a II-a (6 – 12 m) s-a păstrat, în bazinetul de la Boița, precum și pe partea stângă, sub forma unei fâșii înguste, între Avrig și Turnu Roșu;

- terasa a III-a (22 – 25 m), corespondentă a glacisului terasă mediu din partea centrală a depresiunii, s-a păstrat între văile Avrig și Sebeșul Mare, apoi la Sebeșul de Sus și Sebeșul de Jos, Turnu roșu și Boița;

- terasa a IV-a (45 – 60 m) s-a păstrat doar între Sebeșul de Jos și Turnu Roșu, pe partea dreaptă a Văii Nișului;

- terasa a V-a (60 – 70 m) corespunde glacisului terasă superior din partea centrală a depresiunii și s-a păstrat sub formă de fragmente la: Avrig, Mârșa, între Sebeșul de Jos și Turnu Roșu și în aval de Turnu Roșu unde este fragmentată de Valea Priboiului;

- terasa a VII-a (80 – 85 m) s-a păstrat doar între văile Racovița și Mârșa, sub forma unei prispe la poalele Dealului cu Humă;

- terasa a VIII-a (110 m) este prezentă doar la sud-vest de Turnu Roșu, în Dealul Stârcilor;

- terasa a IX-a (140 – 150 m) considerată terasa superioară a Oltului în defileu, este prezentă sub forma unor fragmente și pe partea stângă a depresiunii, cum sunt cele din dealul cu Humă, Dealul Putinel și Dealul Lăcșorului.

Și în partea estică a depresiunii, la est de Valea Șercaia, aceleași glacisuri-terasă, primesc aspect de terasă tipică. Alături de luncă, ele prezintă următoarele caracteristici (Popescu, 1990):

- terasa I-a sau lunca (2 – 3 m) însoțește cursul Oltului pe ambele părți și are aspectul unei trepte aluviale bine dezvoltate;

- terasa a II-a (5 – 10 m) este dezvoltată pe suprafețe reduse și are caracter de conuri aluviale retezate de Olt. Se remarcă în acest sens fragmentul de pe dreapta Văii Veneția;

- terasa a III-a (15 – 17 m) are aspectul unor conuri aluviale retezate de Olt, rămase cu aspect de terasă; se remarcă în acest sens cele de la confluențele văilor Părău și Veneția;

- terasa a IV-a (25 – 30 m) reprezintă treapta cea mai extinsă din acest compartiment. Este reprezentativă în câmpurile dintre văile Veneția și Știuca Mare (Dealul Ciocului), apoi dintre văile Știuca Mare și Părău (Dealul Durduișului), precum și dintre văile Părău și Găvanu (Dealul lui Chip).

Referitor la vârsta luncii și a glacisurilor-terasă Popescu (1990) consideră că s-au format începând din Pleistocenul mediu. Autorul citat consideră că, glacisul terasă superior s-a acumulat în prima și a doua partea a Weichselianului sau Würm-ului (W_1, W_2) pe un pat de eroziune format în inter-glaciarul Eemian sau Riss-Würm

(tot în acest interval, consideră că au fost acumulate şi detaşate terasele de 60 – 70 m şi 40 – 45 m), glacisul-terasă mediu s-a acumulat în timpul stadiului glaciar $Würm_3$ (concomitent cu terasa de 18 – 20 m), glacisul-terasă inferior şi luncile afluenţilor s-au format în Tardiglaciar (sfârşitul Weichselianului sau Würm-ului) şi Holocenul inferior, iar lunca Oltului în Holocen.

Terasele Hârtibaciului. În Culoarul Hârtibaciului, alături de luncă, au fost identificate încă trei niveluri de terasă (Grecu, 1992):

- terasa a I-a sau lunca (2 – 3 m) însoţeşte cursul râului începând din aval de Bărcut şi până la vărsarea în Cibin. Prezintă lăţimi variabile, care în sectoarele din amonte de îngustările văii, ajung la valori cuprinse între 500 –şi 800 m. În sectoarele mai înguste, cum sunt cele dintre Beneşti şi Alţâna, respectiv dintre Caşolţ şi Mohu, lăţimea nu depăşeşte 300 m, scăzând chiar şi sub 100 m;

- terasa a II-a (10 – 15 m) apare sub formă de fragmente, reprezentative fiind în următoarele sectoare: confluenţa cu Pârâul Iacobeni, Agnita, confluenţa cu râul Albac, Alţâna, Nocrich, Hosman şi Cornăţel. Resturi ale acestei terase se întâlnesc şi pe următorii afluenţi: Zlagna, Zăvoi şi Roşia;

- terasa a III-a (20 – 35 m) s-a păstrat mai ales pe partea dreaptă a râului, începând din aval de Brădeni. Cele mai reprezentative locaţii unde apare sunt: Alţâna, Nocrich, Cornăţel şi Caşolţ;

- terasa a IV-a (40 – 55 m) este prezentă tot sub formă de fragmente pe partea dreaptă a culoarului de vale, îndeosebi la confluenţele cu următoarele râuri: Valea Stricată, Coveş, Bârghiş, Albac şi Vurpăr. Fragmente ale acestei terase s-au păstrat şi la Alţâna.

Terasele Cibinului. Un alt afluent al Oltului în valea căruia s-au format terase este Cibinul. În cazul acestui râu, în afară de luncă s-au format încă trei terase, păstrate mai ales pe partea dreaptă a văi (Sandu, 1998):

- terasa I-a sau lunca (2 – 3 m) are lăţimi cuprinse între 0,5 şi 3 km. În cadrul sectorului Gura Râului – Sibiu este dezvoltată uniform pe ambele părţi ale Cibinului, în timp ce pe sectorul Sibiu – Tălmaciu este asimetrică, fiind prezentă mai ales pe partea dreaptă. În structura s-a sunt prezente două orizonturi distincte: unul inferior, alcătuit din pietrişuri rulate în amestec cu nisipuri grosiere, şi altul superior, în cadrul căruia predomină formaţiunilor fine, nisipoase şi argiloase de culoare galbenă, brună şi brun-roşcată;

- terasa a II-a (5 – 10 m) este bine dezvoltată între Gura Râului şi Sibiu, de unde se continuă apoi până la Tălmaciu. În structura terasei este prezent un strat de pietrişuri cu grosimi care variază în medie între 0,2 şi 0,6 m, pentru ca pe alocuri să ajungă şi la 1,5 m;

- terasa a III-a (15 – 25 m) s-a păstrat sub forma unor poduri largi, fragmentate de afluenţii de dreapta ai Cibinului, începând de la Sibiu şi până la Tălmaciu. Acest nivel este prezent şi pe partea stângă a Cibinului, între Cristian şi

Sibiu. În structura ei sunt prezente orizonturi de pietrișuri la partea inferioară, cu grosime de până la 2 m, peste care urmează nisipuri grosiere și nisipuri lutoase. În deschiderile din Valea Sevișului (din amonte de Șelimbăr) pot fi observate pungi periglaciare, prevăzute cu crioturbații, și ondulări de solifluxiune, de natură periglaciară. Această terasă este prezentă și pe partea dreaptă a râului Sadu, începând de la localitatea Sadu până la Tălmaciu;

- terasa a IV-a (40 – 50 m) s-a păstrat și ea, sub formă de fragmente, pe partea dreaptă a Cibinului, așa cum sunt cele de la: Orlat, Cristian, Sibiu, Șelimbăr (Dealul Burchii), Veștem (Dealul Măguricii) și Tălmaciu. În structura ei sunt prezente pietrișuri bine rulate, mărunte, localizate într-o matrice nisipoasă gălbui-roșcată, acoperită cu un strat de nisipuri lutoase sau nisipuri gălbui.

În bazinul Cibinului, terase s-au dezvoltat și pe afluentul său Sălișteˊ. Este vorba alături de luncă de încă două terase (t_2 5 – 10 m și t_3 15 – 20 m), prezente pe ambele părți ale văii, între Sălișteˊ și Săcel.

De asemenea, terase există și pe Homorodul Mare și Mic ele având următoarele altitudini relative (Mac, 1972): t_1 3 – 5 m, t_2 8 – 10 m, t_3 15 – 20 m, t_4 30 – 40 m, t_5 50 – 65 m, t_6 70 – 85 m și t_7 95 – 120 m. Fragmente ale acestor terase sunt prezente îndeosebi în cuprinsul bazinetelor de eroziune, localizate în lungul culoarelor de vale la: Lueta, Mereşti, Ocland și Mercheașa (pe Homorodul Mic), respectiv Comăneşti, Mărtiniș, Sânpaul, Drăușeni și Cața (pe Homorodul Mare) (Mac, 1972).

În urma prezentării principalelor locații unde se găsesc terase în depresiune și a particularităților acestora, se pot formula câteva **concluzii** de ordin general.

Terasele din Depresiunea Transilvaniei se pot grupa, în funcție de elementele de ansamblu ce le caracterizează, în trei complexe morfogenetice și morfocronologice (Posea et al., 1974):

- complexul teraselor aluviale - le cuprinde pe cele 2 – 4 m, 6 – 12 m și 18 – 25 m. Ele se remarcă prin: extindere relativ mare, trepte bine exprimate în relief, grosime mare a aluviunilor, în care predomină nisipurile bine rulate, puțin alterare, la care se adaugă bolovănișuri și nisipuri cu sortare slabă. Partea inferioară a aluviunilor se găsește uneori sub talvegul actual, motiv pentru care au caracter aluvial. Sub aspect genetic sunt de tip climatic și datează din Pleistocenul superior-Holocenul inferior. Terasele inferioare fiind dezvoltate sub forma unor adevărate câmpuri etajate, sunt desemnate de către localnici prin cuvântul poderei;

- complexul teraselor aluviate - începe cu terasa reper de 30 – 40 m, prima cu caracter net aluviat (patul aluviunilor situat deasupra talvegurilor actuale) și se termină cu terasa de 90 – 115 m, ultima care mai păstrează clar toate elementele morfologice și structurale ale unei terase. Dintre caracteristicile acestor terase se remarcă: extensiune mare (cu deosebire la terasele de 30 – 35 m și 50 – 60 m), roca de bază se află deasupra talvegului, includ orizonturi de pietrișuri grosiere și bolovănișuri, nisipuri slab sortate, cu grosimi de 2 – 10 m, peste care se așază

materiale acoperitoare, de tipul luturilor, a căror grosime poate depăşii 10 m, au 2 – 3 orizonturi de soluri fosile, la care se adaugă solurile actuale evoluate; au geneză tectono-climatică, iar vârsta este aproximativ pliocen mediu şi superior;

- complexul teraselor în rocă - cuprinde treptele mai înalte de 90 - 110 m. Specificitatea acestora constă în: lipsa aluviunilor sau prezenţa lor sub forma unui orizont subţire, slab diferenţiat; apar sub formă de fragmente în cadrul culoarelor de vale; sunt deranjate tectonic; terasele superioare sunt în general mai slab dezvoltate şi conservate, cu elemente greu de identificat, datorită afectării lor ulterioare de procese geomorfologice de versant (Savu et al., 1973) de tipul alunecărilor de teren şi al scurgerii apei pe suprafeţe înclinate, precum şi de activităţi antropice (exploatarea materialelor de construcţii, agroterasări etc.); racordul teraselor superioare între ele sau cu versantul se realizează prin intermediul materialelor provenite de pe versanţi, în urma derulării unor procese geomorfologice specifice; s-au format în timpul Pliocenului superior şi a Pleistocenului inferior.

Pentru delimitarea acestor complexe au fost utilizate ca reper terasele de 30 – 40 m şi 90 – 110 m.

Terasa de 90 – 110 m este cea mai veche treaptă, care se poate generaliza pe întreaga depresiune. Terasa de 30 – 35 m, deosebit de extinsă la unele râuri (Someşul Mare, Someşul Mic, Lăpuş, Bistriţa, Şieu, Mureş, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Niraj şi Olt), este cea care face trecerea către grupul teraselor inferioare, la a căror geneză o contribuţie substanţială au avut-o variaţiile climatice.

Sistemul de terase transilvan are un număr de 7 – 8 trepte fluviale, la care în unele situaţii (Someş şi Mureş), se adaugă un nivel superior. La râurile de ordin inferior, numărul teraselor este de 2 până la 5 şi aparţin primelor două complexe morfogenetice (Posea et al., 1974). Prezenţa unui număr mai redus de terase, pe râurile autohtone, demonstrează pe de o parte că ele sunt văi mai tinere, iar pe de alta că au înregistrat numai fazele de formare a teraselor principale de pe râul colector, de obicei un râu cu izvoare în Munţii Carpaţi.

Urmărite în profil longitudinal se remarcă existenţa unui paralelism între acestea şi talveguri, fapt care permite racordări în sectoarele de confluenţă. Cele mai extinse şi mai bine exprimate în relief sunt terasele de 30 – 40 m, 50 – 55 m şi 90 – 110 m, deoarece au fost formate în condiţii tectonice favorabile (Posea et al., 1974). Grosimea depozitelor lutoase ce parazitează formaţiunile teraselor este mare, constituind o caracteristică de bază. Deformările tectonice ale teraselor sunt extrem de reduse, fiind prezente doar în domeniul cutelor diapire (Posea et al., 1974).

Depozitele teraselor inferioare ($t_1 – t_4$) au grosimi mari, mai cu seamă în cazul terasei a treia. În structura teraselor se observă două orizonturi (Josan, 1979): unul grosier, în bază (alcătuit mai ales din pietrişuri şi bolovănişuri), şi altul mai fin, la partea superioară (în componenţa lui predomină nisipul şi argila).

Cu excepția unor depresiuni (Făgăraș, Sibiu, Turda – Câmpia Turzii etc.) unde au o desfășurare în evantai, terasele sunt paralele cu direcția de curgere a râurilor, fiind prezente fie doar pe o parte a culoarului de vale, fie pe ambele.

Pe majoritatea sectoarelor de vale, din partea centrală și de sud a depresiunii, terasele s-au dezvoltat doar pe partea stângă a lor. Explicația acestui fapt trebuie pusă pe seama mișcărilor tectonice, care înălțând mai mult partea sud-estică a spațiului depresionar, au determinat abaterea spre nord a râurilor principale și implicit lăsarea teraselor pe partea stângă.

Terasele din Depresiunea Transilvaniei au o ușoară înclinare spre axul văii și în direcția de curgere a acesteia. De obicei variațiile de pantă sunt nesemnificative, aproape neobservabile. Ele sunt în general paralele cu râurile care le-au format, dezvoltându-se mai mult în lungime, excepție făcând terasele de la confluențe, care uneori au o extindere mai mare în lățime.

În același timp corelarea teraselor, sub aspect altitudinal în profil transversal, permite reconstituirea fazelor ciclice de evoluție, pe văile principale și pe afluenții acestora. Doar printr-un astfel de demers se poate înțelege geneza tuturor teraselor, de pe râuri diferite, dintr-un teritoriu mai vast, modelat fluvial, așa cum este Depresiunea Transilvaniei, chiar dacă există și unele neconcordanțe între altitudinile relative și numărul acestora.

Variațiile altitudinilor relative a teraselor precum și a numărului acestora sunt datorate condițiilor locale specifice fiecărui bazin hidrografic, culoar de vale sau sector de râu. De exemplu, cauzele locale legate de structura geologică, tectonica, alternanța sectoarelor de defileu, cu cele care au aspect de bazin depresionar, conduc la neconcordanțe datorate nu numai modului în care au aluvionat râurile, ci și de măsura în care s-au conservat terasele după formarea lor (Savu et al., 1973). Neconcordanțe au fost introduse și de remanierile care au afectat rețeaua hidrografică, fapt soldat cu lipsa, pe anumite sectoare de vale, a teraselor superioare nivelului la care a avut loc captarea (Savu et al., 1973). Conform autorilor citați, importante neconcordanțe se înregistrează și în sectoarele de defileu, unde atât rezistența rocilor, cât și slaba capacitate de aluvionare, legată de îngustarea văilor respective, determină prezența sporadică a teraselor, care de obicei au aspectul unor umeri modelați în rocă, nealuvionați, racordabili cu nivelele din amonte sau aval, comparativ cu care sunt ușor înălțați.

Prin modul lor de formare și păstrare, în cadrul culoarelor de vale, terasele oferă informații prețioase despre evoluția reliefului fluvial, permițând reconstituirea vechilor profiluri de vale și trasee ale rețelei hidrografice. În același timp, modul lor de formare și structura depozitelor de terasă permit stabilirea condițiilor climatice și tectonice, din momentul începerii genezei lor și până au ieșit de sub influența directă a râului, a cărui dinamică le-a generat.

Prezența teraselor în cadrul văilor transilvane, așa cum au fost ele prezentate anterior, permit notarea câtorva concluzii: traseul principalelor râuri din depresiune

era pe deplin fixat la începutul Cuaternarului, evoluția râurilor este legată de mișcările tectonice, pe de o parte, și de climat, pe de altă parte, variabile care au acționat concomitent (Morariu și Gârbacea, 1960).

De asemenea, repartiția teraselor în cadrul văilor este neuniformă, ele fiind superior dezvoltate în sectoarele mai largi ale culoarelor de vale, care pe alocuri au aspect depresionar, în timp ce în cuprinsul sectoarelor mai înguste, cu aspect de defileu, ele lipsesc sau sunt slab dezvoltate, în succesiune incompletă. Acolo unde râurile s-au deplasat continuu spre unul dintre versanți, pe măsură ce s-au adâncit, ele lipsesc, fiind în schimb bine păstrate pe versantul opus.

Sub aspectul vârstei majoritatea teraselor sunt pleistocene; excepție fac t_8 și t_9, care sunt pliocene, precum și terasa de luncă, t_1, care a fost perfectată în Holocen, de unde atribuirea unei astfel de vârste; nu trebuie însă uitat că depozitele din componența ei au fost depuse în timpul Ultimului Maxim Glaciar și la finalul acestuia, deci tot în Pleistocen. Prezența unui număr mare de terase cuaternare, demonstrează existența unei activități fluviale intense, soldată cu adâncirea considerabilă a văilor, sub nivelul existent la sfârșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului.

6.3.4. Versanții

Formarea versanților în Depresiunea Transilvaniei a început o dată cu stabilizarea cursurilor de apă pe aceleași trasee. Concomitent cu adâncirea râurilor, de o parte și alta a cestora, s-au format suprafețe înclinate, de tipul versanților, ce ulterior au început să fie afectate de procese geomorfologice specifice, care le-au modificat morfologia inițială, prin intermediul formelor de detaliu nou create.

La modul general versanții pot fi considerați forme de relief înclinate, care fac racordul între interfluvii sau creste și liniile de drenaj adiacente (Mac, 1986).

Rezultă așadar o interdependență între versanți și albiile râurilor, fapt care nu exclude totuși, în anumite condiții, posibilitatea existenței unei independențe a versanților față de rețelele de drenaj (Mac, 1986). Această afirmație este valabilă, când din cauze climatice, curgerea în albie are un regim temporar sau când între râuri și versanți se interpun forme de relief de tipul luncilor și teraselor.

În același timp, versantul constituie un câmp de acțiune a proceselor geomorfologice, care se desfășoară între interfluvii și o bază de eroziune (Mac, 1986). Nivelul de bază al versantului este cel care direcționează acțiunea proceselor geomorfologice. Între forma versantului și procesele care se produc, pe suprafața lui, are loc tot timpul o ajustare dinamică reciprocă, aspect vizibil în mobilitatea liniei de profil și în schimbarea în timp a unităților morfologice și funcționale ale acestuia (Mac, 1986). Autorul citat menționează în continuare că, versantul este o structură geomorfologică temporo-spațială (suprafață, proces, depozit) cu rol de distribuire verticală sau cvasiverticală a materiei.

Doar abordați în acest context, versanții pot fi considerați cele mai reprezentative forme de relief din depresiune, atunci când este nevoie de informații de natură geomorfologică, care să servească descifrării evoluției substratului, de la exondare și până în prezent. Un asemenea demers presupune cunoașterea formelor de relief de detaliu, de pe suprafața lor (formate în corespondență cu modul de acțiune a proceselor geomorfologice), iar apoi, pornind de la procese și forme, identificarea unităților morfologice și funcționale specifice, pentru ca ulterior, în funcție de distribuția acestora să fie posibilă stabilirea principalelor direcții evolutive ale versanților.

6.3.4.1. Formele de relief de pe suprafața versanților

Acestea sunt expresia modelării substratului, prin intermediul proceselor geomorfologice, încă de la începutul formării văilor și până în prezent.

Dintre generațiile de formele de relief, existente în depresiune, cele rezultate în urma modelării din timpul Pleistocenului și începutul Holocenului, prin amploarea și dinamica lor, au fost în măsură să direcționeze ulterior morfodinamica de ansamblu și implicit morfologia actuală a versanților.

S-a ajuns astfel ca, profilul actual al majorității versanților din depresiune, să reprezinte *„o formă de relief ereditară, transmisă prezentului de către sistemul morfoclimatic al pleistocenului. El continuă să evolueze pe aceleași direcții majore, dar sub acțiunea unor procese modelatoare mult modificate față de cele periglaciare."* (Mac, 1980a, p. 61).

Alături de dinamica albiilor, versanții reprezintă componenta cea mai activă sub raportul genezei formelor de relief. Modelarea lor actuală, diferențiată și continuă, sprijinindu-se pe câteva elemente de bază (Mac, 1980a):

- fondul relict ereditar al versantului, reprezentat de: prezența unui profil cu sectoare bine conturate; depozite groase ce cuvertură, ce prezintă o structurare verticală, imprimată de succesiunea proceselor modelatoare din glaciarele, interglaciarele și interstadiile pleistocenului și holocenului; energia reliefului rezultată în urma adâncirii semnificative a râurilor în Cuaternar;
- relativa conservare a tendinței de evoluție a versanților din timpul Pleistocenului, care influențează procesele și mecanismele actuale;
- litologia și structura variată, care determină numeroase diferențieri regionale;
- asimetria reliefului, care dictează expoziția versanților și neuniformitatea proceselor geomorfologice.

Aceste condiții evidențiază că procesele de modelare a versanților, acționează asupra unor tipare moștenite, de la domeniul de modelare pleistocen, sub controlul climatului temperat actual și al intervenției antropice; dinamica spațio-temporală a proceselor reflectă și ea condiționările introduse de elementele menționate.

Caracterul palimpsestic, rezultat în urma suprapunerii generațiilor de forme, denotă o modelare ciclică a substratului, de la nivelul versanților transilvani.

Modelarea actuală a lor se realizează, așa cum am menționat în capitolul aferent proceselor geomorfologice, de către scurgerea apei și deplasările în masă, la care se adaugă activitățile realizate de către componenta antropică. În urma manifestării acestor procese au rezultat o serie de forme de relief. Ele vor fi prezentate în continuare sub aspectul condițiilor de geneză și al distribuției.

6.3.4.1.1. Formele de relief generate de scurgerea apei

Caracteristicile acestora vor fi în funcție de maniera în care are loc, interacțiunea și conlucrarea dintre cele trei tipuri de manifestare hidrodinamică a apei pe versanți: pluviodenudare, denudare peliculară și scurgere prin curenți concentrați.

Morfologia datorată pluviodenudării. Cu toate că pluviodenudarea nu creează forme de durată, rolul său modelator nu trebuie neglijat, în timp conducând la evacuarea unor cantități importante de material (de obicei sol și depozite superficiale), de pe suprafața versanților. În același timp, ca efect și durată, deține un rol important în evoluția de ansamblu a versanților (Popescu, 1990).

Manifestarea pluviodenudării conduce la teșirea și rotunjirea asperităților terenului, cei mai afectați fiind martorii de eroziune de pe interfluvii (Mac, 1972), îndeosebi atunci când lipsește un înveliș vegetal consistent.

În timp, rezultatul pluviodenudării și al denudării peliculare actuale este o planație temperată a versantului, care preia de cele mai multe ori vechile câmpuri morfodinamice pleistocene, generând depozite de tip coluvial, care mulează îndeosebi glacisurile, prelungindu-le uneori spre partea mediană a versantului (Pendea, 2005).

Corelat cu modul de utilizare a terenurilor, pluviodenudarea se manifestă în toate subunitățile Depresiunii Transilvaniei, dar cu deosebire în Câmpia Transilvaniei (Horvath et al., 2016) și Podișul Secașelor. Acestor teritorii li se adaugă versanții despăduriți, de tipul fronturilor de cuestă, terenurile supuse suprapășunatului și cele utilizate ca teren arabil, din celelalte subunități ale depresiunii.

Formele de relief rezultate în urma denudării peliculare. Deplasarea apei, sub formă peliculară pe versant, determină inițial desprinderea particulelor de sol sau din roca in situ, urmată apoi de transportul lor spre partea inferioară a lui, unde fie se acumulează, fie sunt preluate de către râuri. Când materialele se depun la baza versantului, ele pot acoperii, sub forma unei pelicule, solul și vegetație ierboasă, dacă acesta există.

Formele de denudare peliculară, cu toate că în mod normal atacă majoritar numai nivelul pedogenetic al versantului, evoluează uneori spre elementele mature ale formațiunii torențiale, cum sunt rigolele, ogașele și ravenele, însă destul de rar și

numai în condiții locale de stres, de cele mai multe ori indus antropic, nefiind o trăsătură specifică a modelării versanților în Holocenul transilvan (Pendea, 2005).

Cu toate că nu creează forme de relief specifice, denudarea peliculară participă activ la retragerea părții superioare a versanților și la acumularea de material la baza lor (Josan, 1979), contribuind la extinderea glacisurilor existente.

Și în acest caz, denudarea peliculară se manifestă în toate subunitățile depresiunii, efectul cel mai însemnat fiind înregistrat pe suprafețele înclinate și lipsite de înveliș vegetal consistent din Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor.

Formele de relief produse de scurgerea apei prin curenți concentrați. Declanșarea ei pe suprafața versanților creează o serie de forme de relief, în cadrul cărora are loc scurgerea surplusului de apă provenită din precipitații. Prin conlucrarea lor pe suprafața unui versant, formele de eroziune liniară (rigole, ogașe, ravene și torenți), compun formațiunea de modelare torențială. O mare parte din aceste forme de relief, pe lângă modul lor natural de apariție și evoluție, sunt condiționate de intervenția componentei antropice, asupra modului de utilizare a terenurilor.

Rigolele sunt forme de relief efemere, cu adâncimi de doar câțiva centimetri (fig. 6. 52), care de cele mai multe ori nu se păstrează până la următoarea ploaie (cu excepția cazului în care evoluează spre forme superioare). Chiar dacă au o durată scurtă de existență, ele reapar pe aceleași terenuri, când se mențin condiții propice.

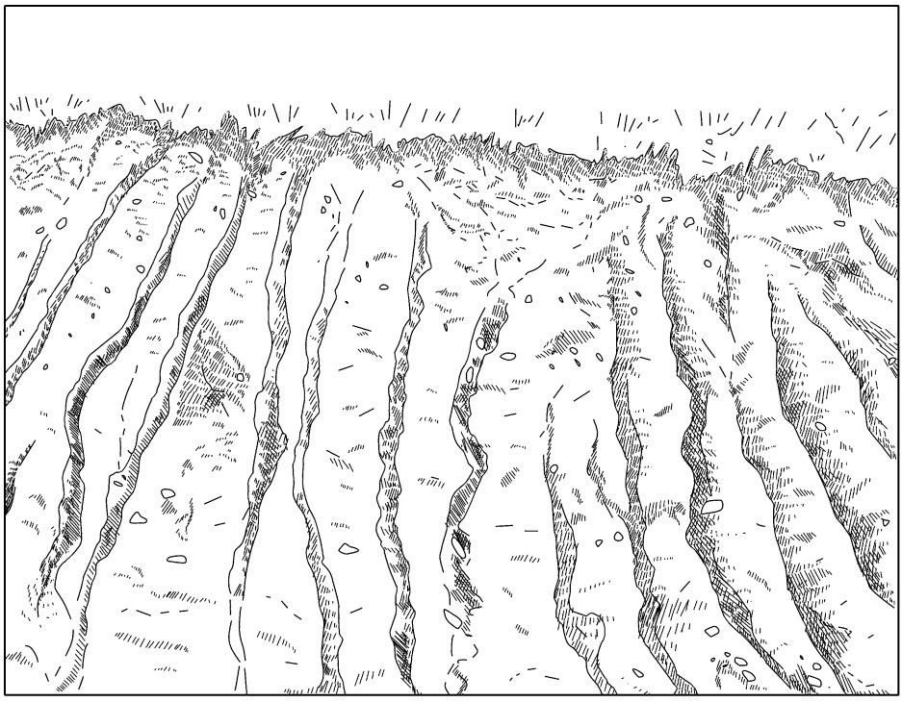


Fig. 6. 52. Rigole formate la baza versantului (la Păniceni)

În formarea rigolelor o influență deosebită o au modul de utilizare a terenurilor și condițiile climatice (precipitații torențiale, care urmează fie după o perioadă secetoasă, fie în anotimpurile de primăvară sau toamnă, când învelișul vegetal protector nu este suficient de consistent).

Cei mai susceptibili versanți din depresiune, la apariția unor astfel de forme, sunt cei lipsiți de un înveliș vegetal protector, iar terenul este utilizat ca arabil sau pășune.

Ogașele. Prin repetarea scurgerii apei pe același traseu, de pe suprafața versanților, unele rigole se dezvoltă exagerat și devin stabile, generând o nouă formă de relief, cunoscută sub denumirea de ogaș.

Ele sunt prin urmare forme de relief mult mai stabile decât rigolele, având adâncimi pe până la 2 m și lungimi de ordinul zecilor de metri. În depresiune se formează pe aceleași tipuri de suprafețe pe care apar rigolele, de cele mai multe ori ele continuând dezvoltarea acestora.

Forma ogașelor este una rectilinie sau cu ușoare sinuozități, cu profil transversal în formă de V, la care se adaugă o adâncime cuprinsă între 0,30 și 2 m (fig. 6. 53). La formarea ogașelor contribuie și activitatea desfășurată de către componenta antropică, îndeosebi prin aratul terenurilor perpendicular pe curbele de nivel, prin defrișarea pădurii, prin încurajarea pășunatului excesiv, mai ales atunci când substratul este unul argilos, marnos sau nisipos (Mac, 1976). Prezența acestor activități și condiții în depresiune, explică răspândirea lor pe majoritatea suprafețelor susceptibile, din cadrul diverselor subunități morfostructurale.

Revenele Reprezintă forme superioare de organizare și dezvoltare a scurgerii apei pe versant. Ele ajung la lungimi de ordinul sutelor de metri și adâncimi de peste 2 m (uneori până la 8 – 10 m) ceea ce înseamnă că interceptează și rocile in situ, aflate sub orizonturile de sol (6. 53). Alături de ravenele simple, în Depresiunea Transilvaniei există și ravene ramificate sau compuse, ca o consecință a apariției ravenelor incipiente, pe malurile ravenei principale, care ulterior se extind.

Cauzele formării ravenelor din depresiune sunt: relieful (influențează prin declivitate, distanța până la interfluviu, lungimea și orientarea versantului), geologia (influențează prin tipul de rocă și structură), climatul (determină agresivitatea proceselor de eroziune și tipul vegetației care se poate instala), solul (orientează inițierea ravenelor în funcție de proprietățile pe care le are), scurgerea de suprafață (ea este responsabilă de inițierea, adâncirea și evoluția ravenei prin eroziunea care are loc la vârf și maluri) și modul de utilizare a terenurilor (cele mai susceptibile terenuri sunt cele utilizate că: arabil, pășune, precum și terenurile defrișate, desțelenite și decopertate pentru diverse scopuri) (fig. 6. 54).

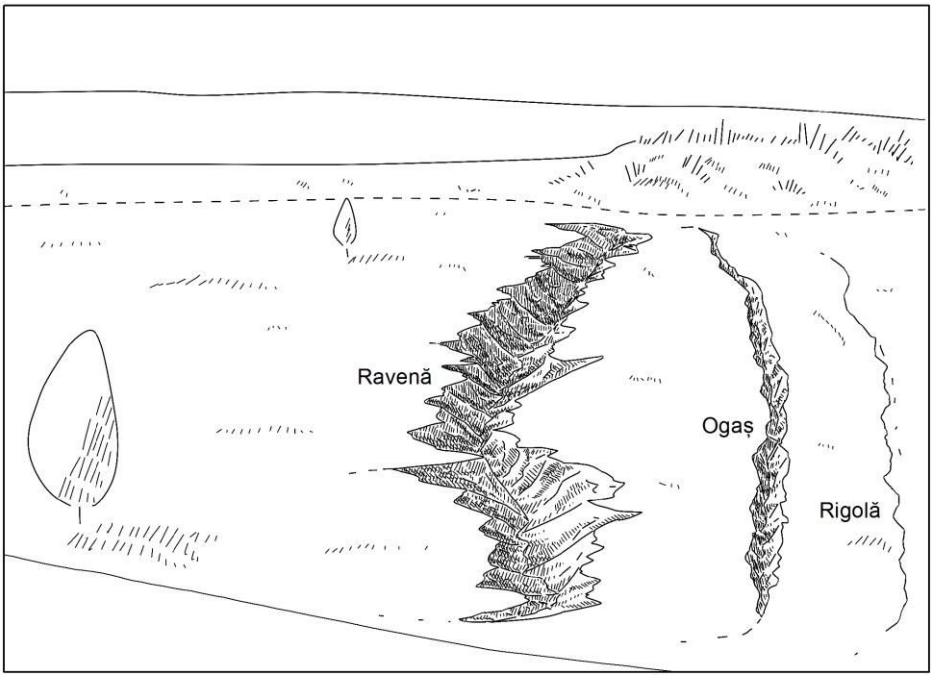


Fig. 6. 53. Ravenă, ogaș și rigolă pe versantul stâng al Secașului Mic, în amonte de Broșteni

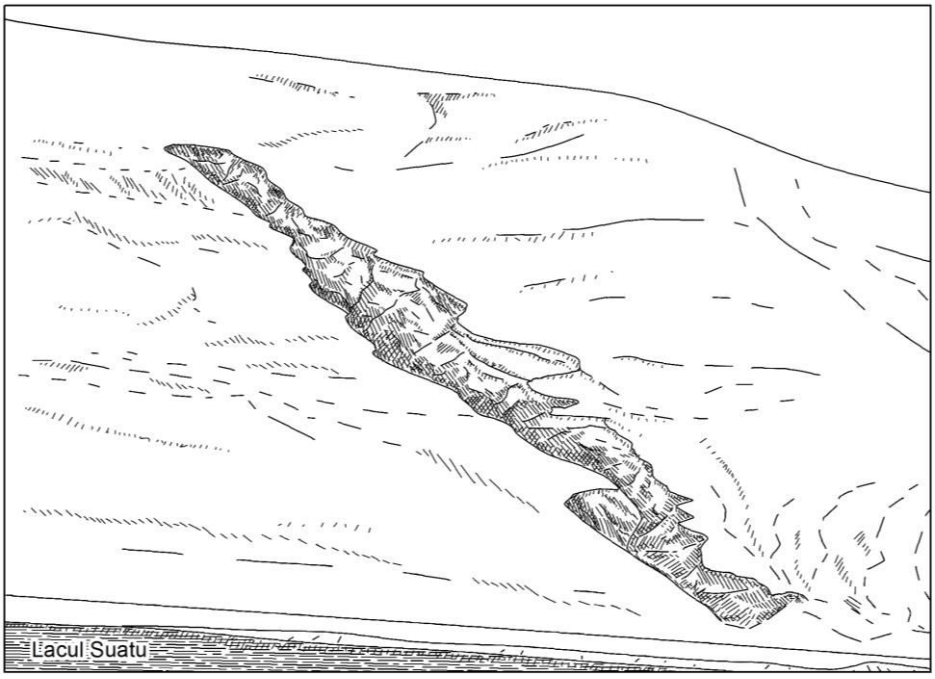


Fig. 6. 54. Ravenă formată pe versantul drept al Văii Bercheș, la Suatu

De cele mai multe ori la geneza unei ravene nu concură doar un singur factor, întrucât ei se asociază și creează un mediu favorabil dezvoltării lor (fig. 6. 55). Se vorbește în acest sens de susceptibilitatea terenurilor la inițierea și dezvoltarea ulterioară a ravenelor.

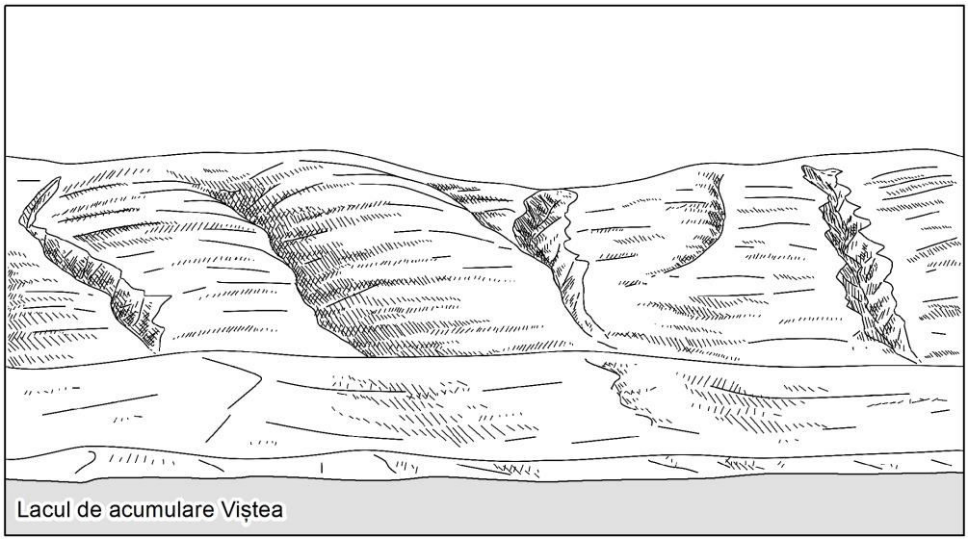


Fig. 6. 55. Ravene pe versantul drept al Oltului la Rucăr (Depresiunea Făgăraș)

Sub aspectul stadiului de evoluție, majoritatea ravenelor din depresiune l-au depășit pe cel de formare a ravenelor discontinui, devenind ravene continui, cu tendință de realizare a unui profil de echilibru dinamic.

Ravenele se dezvoltă de obicei rapid, ele fiind de cele mai multe ori rezultatul schimbărilor de mediu, cum ar fi arderea vegetației, modificările climatice (care cauzează deteriorarea covorului vegetal), defrișările sau cultivarea terenurilor (Selby, 1990). Ca exemplu în acest sens poate fi dată Ravena Rupturi (fig. 6. 56 și 6. 57), de pe versantul stâng al Târnavei din aval de Blaj, care în intervalul 2005 – 2007 a avansat cu 14 m la nivelul vârfului (Roșian, 2007).

Dezvoltarea și ramificarea ravenelor le amplifică rolul de colector, fapt care determină conturarea unor sectoare cu funcții precise, moment în care ravena trece spre o formă superioară a organizării scurgerii - torentul.

Dintre unitățile morfostructurale în care ravenele sunt forme tipice pe versanți se remarcă: Câmpia Transilvaniei, Podișul Secașelor, Dealurile Târnavei Mici, Depresiunea Hășdate-Vlaha etc. În aceste unități morfostructurale, ravenele se întâlnesc pe majoritatea versanților despăduriți, unde scurgerea, concentrată rapid în șuvoaie, dislocă liniar (erodează) și își formează canale proprii de evacuare (Popescu, 1990).

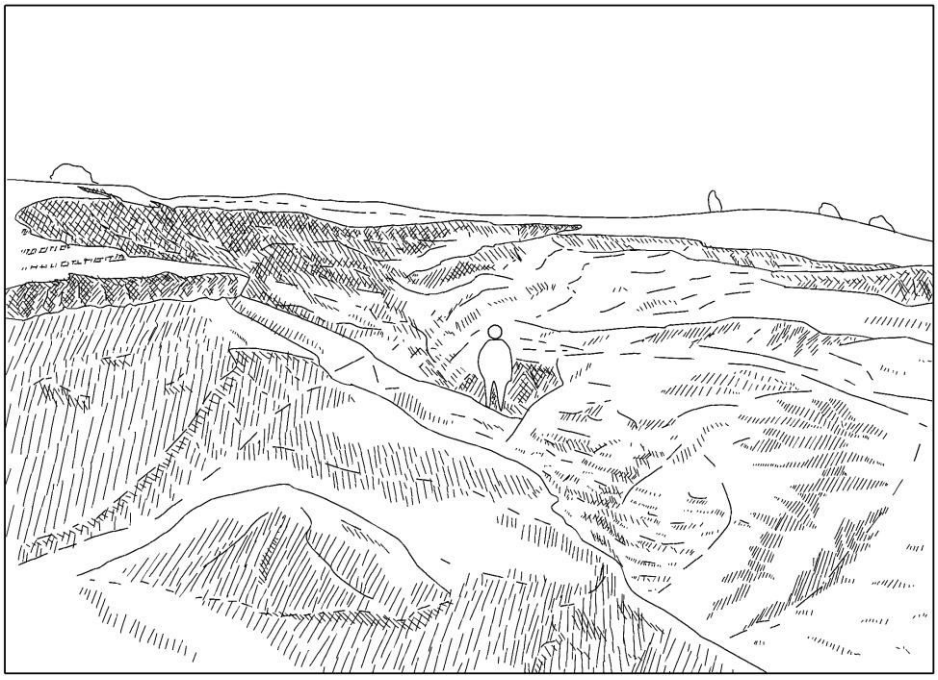


Fig. 6. 56. Vârful Ravenei Rupturi

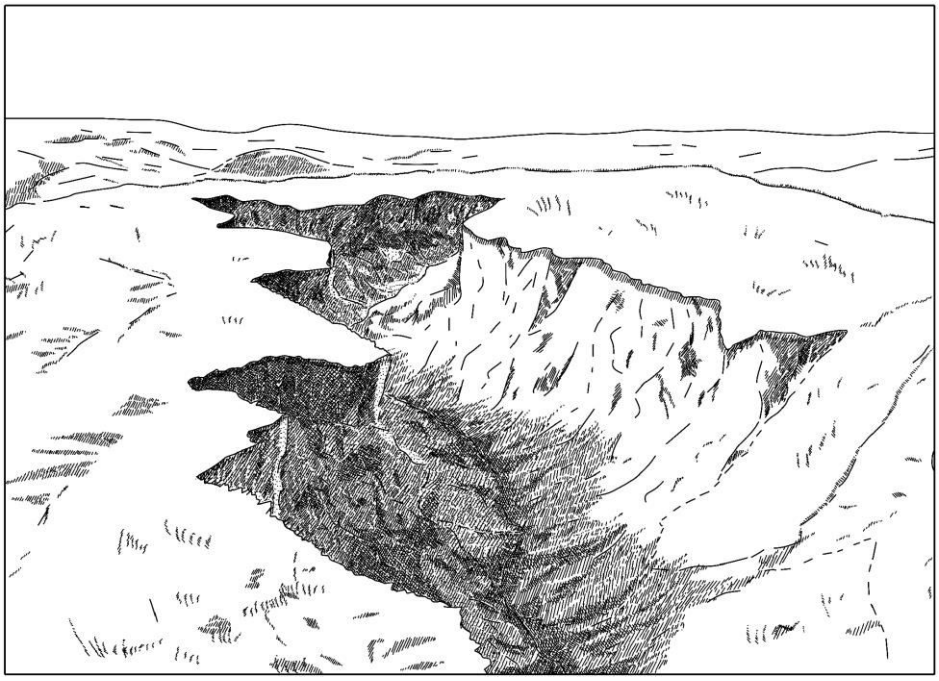


Fig. 6. 57. Sectorul mijlociu al Ravenei Rupturi

Torenții sunt forme superioare a scurgerii apei pe versant. În situația în care suprafața acestora și condițiile locale o permit, ravenele, odată formate, au posibilitatea să-și amplifice rolul de colector și evacuator, al materialelor din componența versantului, ajungând la stadiul de torent. În acest context, el poate fi considerat un curs temporar de apă, format pe versanți în urma unor precipitații însemnate cantitativ sau a topirii bruște a zăpezilor (Covaciu, 2010).

Formarea torenților este așadar rezultatul scurgerii apelor provenite din precipitații, însemnate cantitativ sau din topirea zăpezilor, în cadrul unei forme de relief preexistente; prin asocierea formei de relief cu acțiunea de scurgere s-a ajuns la noțiunea de torent – un agent modelator cu o triplă acțiune: eroziune, transport și depunere (Mac, 1976).

Principalele caracteristici ale torenților din depresiune sunt: se formează în bazine hidrografice cu suprafețe relativ reduse, de ordinul a câtorva sute de hectare până la câteva mii de hectare; suprafața versanților pe care se dezvoltă prezintă valori mari și variabile ale declivității; scurgerea apei poate să fie redusă sau să lipsească în cea mai mare parte a anului; prezintă creșteri mari, rapide și de scurtă durată a debitului lichid, datorită ploilor torențiale și a topirii bruște a zăpezii; creșterile rapide de debit sunt însoțite de procese de eroziune, transport de aluviuni și sedimentare, de unde și tripla acțiune morfogenetică a torenților; individualizarea unor forme de relief tipice în componența lor etc. (Covaciu, 2010).

La torenții din Depresiunea Transilvaniei se pot identifica toate cele trei părți morfologice componente:

- bazinul de recepție - reprezintă teritoriul de pe care torentul se alimentează cu apă, prin intermediul unei rețele de ogașe și ravene, a cărei configurație se schimbă de la o ploaie la alta. Se prezintă sub forma unei suprafețe cvasidepresionare, drenată de rigole și ravene, limitată la partea superioară de un abrupt, mereu atacat de vârfurile acestora;

- canalul de scurgere - este albia de drenaj, care face legătura dintre bazinul de recepție și suprafața de debușare din aval, asigurând în același timp evacuarea materialelor provenite de la partea superioară și din maluri. La nivelul canalului, apa împreună cu debitul solid, realizează o acțiune de eroziune, care determină adâncirea acestuia. Malurile sunt abrupte, fapt pentru care profilul său transversal are aspect de V foarte ascuțit (Mac, 1976);

- conul de dejecție - de forma unui evantai, rezultă în urma depunerii unei părți însemnate din materialele transportate, pe măsură ce panta terenului se reduce. Din moment ce el nu este construcția unei singure viituri, care tranzitează canalul de curgere, conul inițial va fi ocolit de către apa încărcată cu materiale pe una din laturile sale, căutând linia de cea mai joasă altitudine; depunerile noi contribuie la extinderea conului inițial, determinând formarea unei structuri suprapuse și complexe, de forma unui con lenticular în solzi (Posea et al., 1976). La modul general, în cadrul conului

materialele grosiere sunt localizate la partea lui superioară, iar cele mai fine spre exterior, pentru ca la nivel de detaliu depozitul să fie destul de eterogen.

Dintre elementele torentului, conul de dejecție este cel care reflectă cel mai bine caracteristicile versantului, pe suprafața căruia a avut loc modelarea torențială.

Cu toate că sunt întrunite condiții favorabile pentru geneza torenților (modul de utilizare a terenurilor, regimul precipitațiilor, litologia, declivitatea, relieful preexistent etc.), în majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii, ei dau nota de specificitate a versanților în: Podișul Someșan (Bilașco, 2008), Podișul Hârtibaciului, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor, Câmpia Transilvaniei etc.

În aceste teritorii, aproape toate terasele și luncile râurilor sunt căptușite cu conuri de dejecție, aflate în continuarea unor amfiteatre torențiale, care în marea lor majoritate nu mai sunt active în prezent (Pendea, 2005). Conform autorului citat, indiferent de locație și de constituția litologică, depozitele proluviale au avut un rol esențial în construcția glacisurilor din depresiune.

Dintre torenții care au fost temeinic studiați se remarcă cei din Podișul Someșan (Covaciu, 2010). Autorul citat ajunge la concluzia că cea mai mare frecvență a lor este în Culoarul Someșului, îndeosebi pe sectoarele: Căpâlna – Gâlgău – Dăbâceni (pe versantul nordic) și Rus- Vad (pe versantul sudic). Urmează apoi partea nordică și centrală a Dealurilor Șimișna – Gârbou, Dealurile Ciceului și Dealurile Dejului și Clujului.

Comparativ cu alunecările de teren, care s-au dovedit procese geomorfologice dominante la nivelul versanților încă din Pleistocen, eroziunea prin intermediul formațiunii torențiale este un proces de dată mai recentă, dezvoltat în urma intervențiilor antropice (Grecu, 1992), în modul de utilizare al terenurilor (Arghiuș et. al., 2014; Roșca, 2015).

Modelarea versanților, prin intermediul ravenelor și a torenților, determină activarea și altor procese geomorfologice pe suprafața lor, ceea ce conduce la o modelare complexă a acestora, prin intermediul unui cuplu morfodinamic (Mac, 1986), alcătuit din: eroziunea în adâncime (formațiunea de modelare torențială) și eroziunea în suprafață (deplasările în masă).

6.3.4.1.2. Formele de relief generate de deplasările în masă

Deplasările în masă, prin mecanismele de acțiune și formele de relief generate, produc cele mai importante ale modificări ale versanților, constituind alături de procesele torențiale, prin suprafețele afectate și amploarea fenomenului, principalele cauze ale instabilității acestora și a degradării a terenurilor.

Pe fondul predominării alunecărilor de teren, deplasările în masă nu se manifestă izolat, mărturie stând în acest sens formele de relief complexe de tipul alunecări-surpări sau alunecări-curgeri, rezultate în urma combinării unor procese specifice.

Din cauza deplasărilor în masă (rostogoliri, surpări, alunecări de teren, curgeri noroioase, pseudosolifluxiune, creep, deraziune etc.), în depresiune s-au format o serie de forme de relief. Ele vor fi prezentate în continuare sub aspectul condițiilor în care au apărut și al repartiției teritoriale.

A. Formele de relief datorate proceselor de rostogolire

În urma proceselor de rostogolire se formează **grohotișuri** și **tăpșane de pietre**. Astfel de forme se întâlnesc cu precădere în Podișul Someșan, la baza abrupturilor menținute de roci mai dure (fig. 6. 58), dar și în Dealurile Bistriței sau Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, la baza frontului de aglomerate vulcanice.

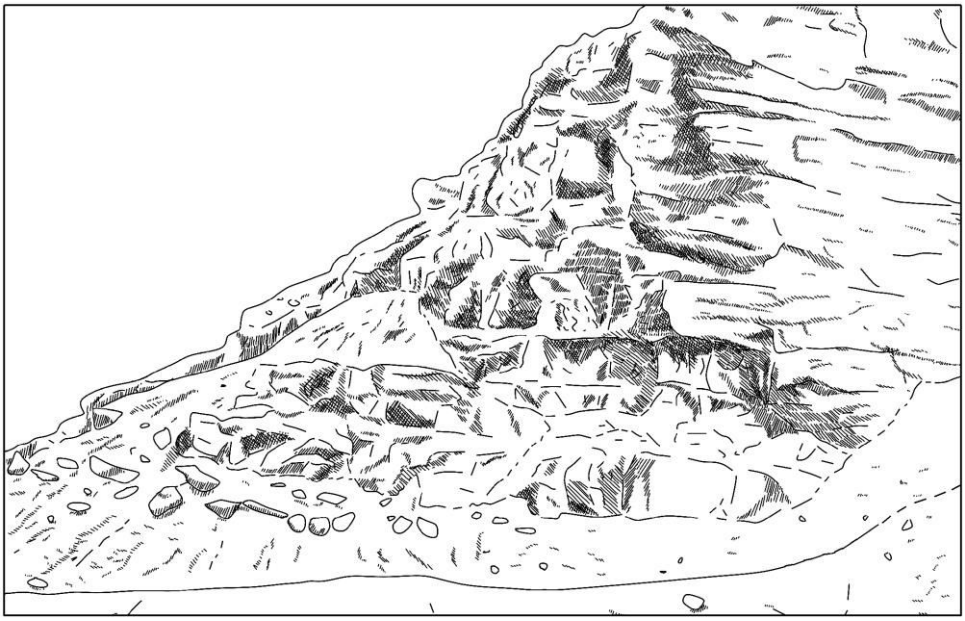


Fig. 6. 58. Procese de rostogolire pe versantul stâng al râului Poiana în Cheile Babei

B. Forme de relief aferente proceselor de surpare

Procesele de surpare determină forme de relief de tipul: **cornișelor de desprindere** (cu aspect de pereți aproape verticali), **depozitelor de surpare** (formate la baza cornișelor, unde are loc depunerea sortată a elementelor desprinse, în funcție de dimensiune) și **teraselor de surpare** (formate la nivelul cornișei ca efect al repetării procesului). Astfel de forme sunt caracteristice tuturor versanților din depresiune, alcătuiți din roci cu o coezivitate redusă, care sunt subminați de către râuri sau de la baza cărora, în urma activităților antropice, au fost extrase materiale.

C. Forme de relief specifice proceselor de alunecare

Formele rezultate în urma proceselor de alunecare sunt denumite alunecări de teren. În funcție de criteriul formei și aspectului corpurilor rezultate, alunecările de teren din Depresiunea Transilvaniei sunt de mai multe tipuri: alunecări în brazde, alunecări lenticulare, alunecări de tip curgere și alunecări de tip glimee.

Alunecările în brazde sunt de mică adâncime, de obicei sub 1 m, și afectează doar orizonturile de sol, când ele au o anumită permeabilitate și sunt localizate pe un substrat bine fixat (Tufescu, 1966b). Au aspect de brazde care se rup unele de altele, împreună cu vegetația ierboasă, determinând apariția între ele a unor porțiuni denudate, lipsite de înveliș vegetal. Alunecările în brazde sunt independente de tipul de rocă, deoarece afectează doar solul (Tufescu, 1966b). În mod obișnuit ele se propagă de la baza versantului, înspre partea lui mediană și superioară.

În depresiune se întâlnesc mai ales pe versanți despăduriți și afectați de suprapășunat. Dintre unitățile morfostructurale unele ele predomină se remarcă: Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Secașelor, Dealurile Bistriței, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc.

Alunecările lenticulare sunt puțin adânci (1 – 5 m) și se remarcă prin prezența unui abrupt de desprindere și a corpului alunecării sub formă de lentilă. De obicei ele nu ajung la partea inferioară a versantului, ci rămân suspendate pe profilul acestuia.

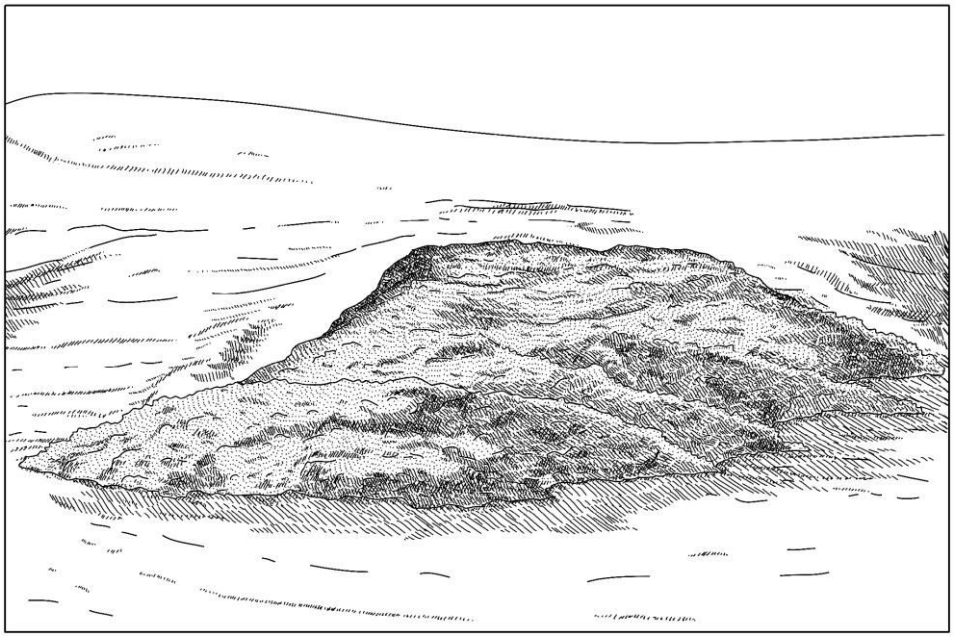


Fig. 6. 59. Alunecare de teren lenticulară (versantul stâng al Văii Agrijului la Romita)

Se formează când substratul este alcătuit preponderent din argile şi marne. Acestea sunt roci avide de apă, care iniţial gonflează şi îşi măresc volumul, pentru ca apoi să fie săltate în profilul versantului şi să alunece gravitaţional pe suprafaţa acestora (fig. 6. 59), îndeosebi când au valori ale declivităţii de până la 12 – 15º. În procesul de deplasare alunecările lenticulare afectează şi roca de la partea inferioară a solului (Tufescu, 1966b).

Se întâlnesc în majoritatea unităţilor morfostructurale ale depresiunii. În Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici şi Podişul Secaşelor dau nota de specificitate a reliefului de detaliu de la nivelul versanţilor.

Alunecările de tip curgere sunt caracteristice depozitelor alcătuite din argile şi marne, care în condiţii de supraumectare încep să alunece, pe un pat de alunecare, pentru ca apoi, pe măsură ce se deplasează spre partea inferioară a versantului, să se transforme într-o curgere noroioasă. La această transformare contribuie şi apa care băltește pe viitorul corp de alunecare, care pe măsură ce acesta se deplasează, ajunge în interiorul lui sporindu-i fluiditatea. Sunt specifice în Câmpia Transilvaniei, Podişul Secaşelor (fig. 6. 60), Dealurile Târnavei Mici, Podişul Hârtibaciului, Podişul Someşan (Dealurile Clujului şi Dejului) etc.

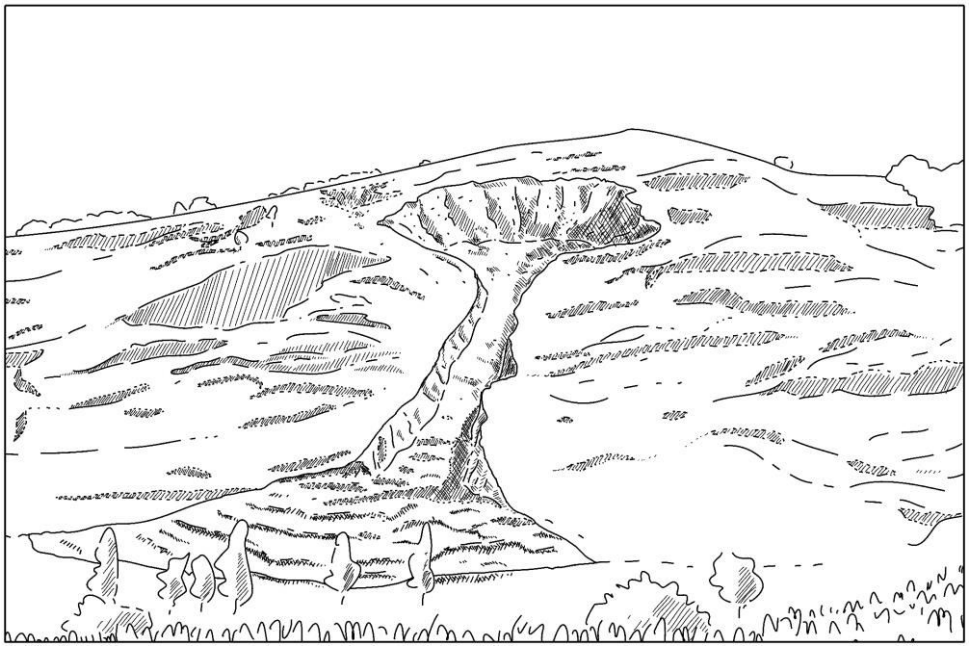


Fig. 6. 60. Alunecare de tip curgere pe versantul drept al Secaşului Mic în amonte de Secăşel

Alunecările de tip glimee se extind pe suprafețe considerabile de teren, uneori de peste 200 – 300 ha, iar patul alunecării se găsește la adâncimi de 20 – 50 m. Ele afectează atât depozitele superficiale cât și substratul geologic (Gârbacea, 2013).

Dintre elementele alunecărilor de tip glimee se remarcă: cornișa sau râpa de desprindere, ulucul depresionar, corpul și fruntea alunecării.

Cornișa sau râpa de desprindere se prezintă de obicei sub forma unui abrupt foarte înclinat, a cărui diferență de nivel între partea superioară și cea inferioară poate ajunge la 60 – 70 m (fig. 6. 61). În plan are o formă liniară, mai rar ușor arcuită și marchează cu aproximație sectorul de versant, în care a avut loc depășirea rezistenței la forfecare, la momentul declanșării procesului de alunecare (Gârbacea, 2013). Sub aspect procesual și morfologic ea se menține activă în multe cazuri, furnizând material, care servește la colmatarea ulucului depresionar, prin intermediul denudării peliculare și a alunecărilor de teren superficiale. În cazul alunecărilor produse pe interfluvii cornișa de desprindere lipsește, după cum se întâmplă, de exemplu, la Sâmboieni, unde linia celor mai mari înălțimi trece printre monticulii alunecării.

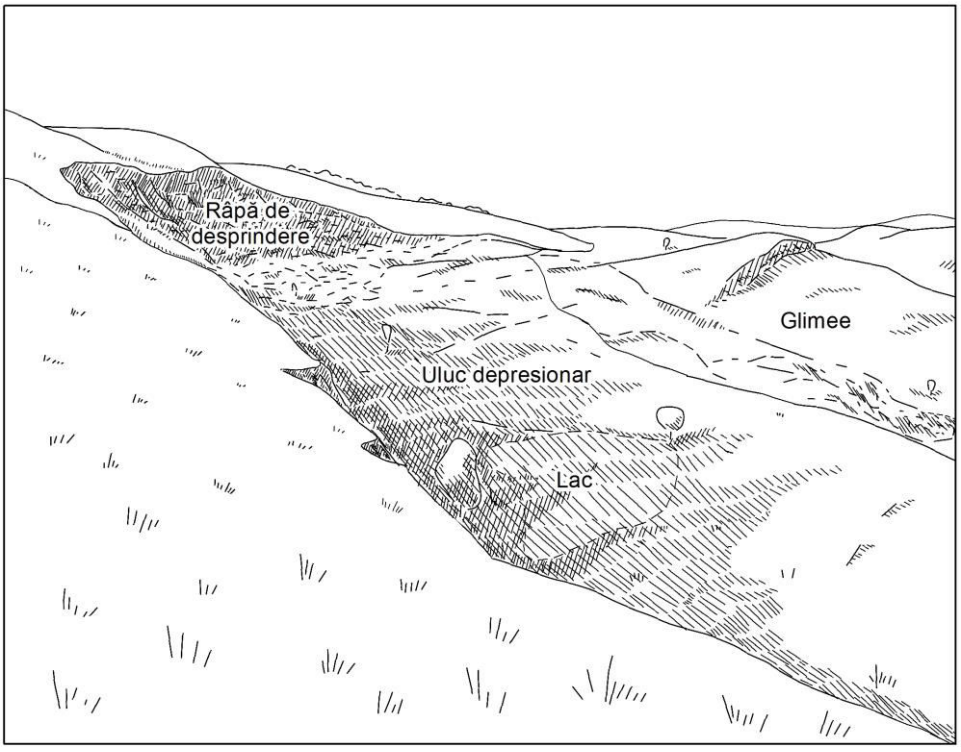


Fig. 6. 61. Alunecarea de tip glimee de la Secășel (Podișul Secașelor)

Ulucul depresionar reprezintă un element morfologic de tranziție de la râpa de desprindere spre șirurile de monticuli sau glimee. În cuprinsul acestuia pot exista

lacuri colmatate sau în curs de colmatare. În cuvetele lacustre apa se adună îndeosebi în perioadele cu precipitații însemnate cantitativ. Comparativ cu microdepresiunile dintre șirurile de glimee ulucul depresionar este mai bine dezvoltat și extins ca suprafață (fig. 6. 61).

Corpul alunecării este alcătuit din elemente de formă conică, piramidală sau trapezoidală, care se dispun în șiruri aproximativ paralele cu râpa de desprindere (fig. 6. 62). Ele sunt cunoscute sub denumirea de glimee, de unde și apelativul pentru aceste tipuri de alunecări.

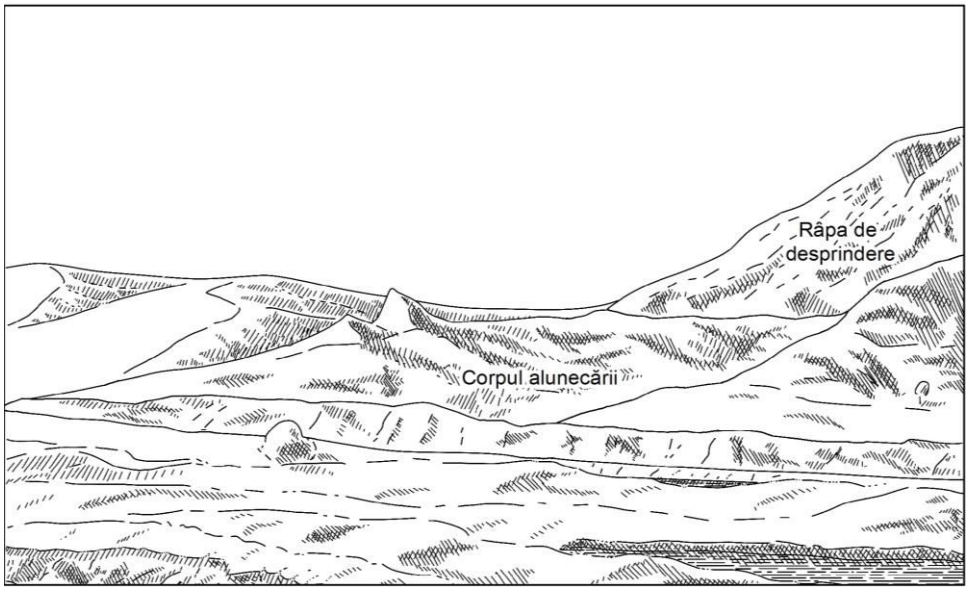


Fig. 6. 62. Alunecarea de tip glimee de la Suatu

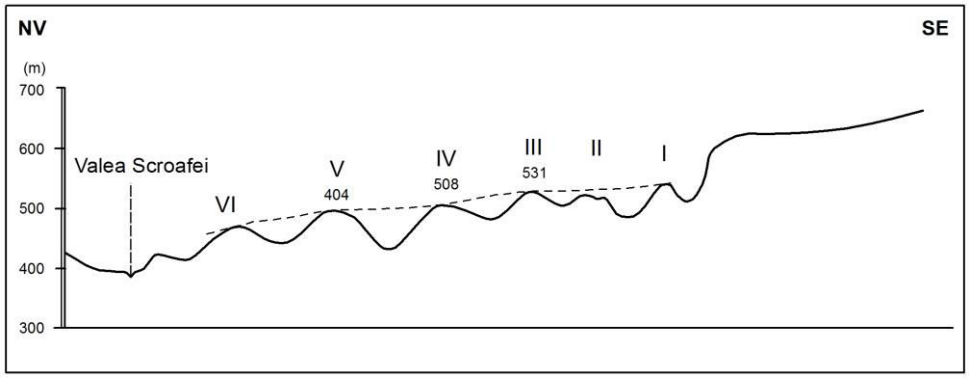


Fig. 6. 63. Profil transversal prin sectorul nordic al alunecării de tip glimee de la Saschiz; cifrele romane indică numărul șirului de glimee, iar cele arabe altitudinea în metri (Gârbacea, 1964, p. 4)

Dimensiunile altitudinale ale acestora variază de la câțiva metri până la 30 – 45 metri sau chiar mai mult. Numărul șirurilor este în funcție de amploarea procesului de alunecare; uneori este prezent unul singur, de obicei apar două sau trei, iar în cazuri excepționale șase (fig. 6. 63), așa cum este la Saschiz (Gârbacea, 1964).

Conform autorului citat, altitudinile absolute scad de la primul șir de glimee (localizat sub cornișa de desprindere) spre partea inferioară a versantului, corespunzând cu scăderea altitudinii suprafeței, care a existat înaintea procesului de alunecare. În majoritatea cazurilor între șirurile de glimee sunt prezente microdepresiuni longitudinale (fig. 6. 66), dispuse paralel cu râpa de desprindere (Gârbacea, 2013). Ele s-au format în timpul procesului de alunecare, o dată cu șirurile de glimee și nu ulterior prin procese de modelare subaeriană (Gârbacea, 2013). În funcție de condițiile locale și de stadiul de evoluție la care s-a ajuns, după producerea alunecării, glimeele formate pot fi conice (la Suatu) (fig. 6. 64) sau mai turtite, sferice (la Sânmărtinu de Câmpie) (fig. 6. 65), semisferice (la Șoimeni) și sub formă de culmi alungite longitudinal (la Saschiz) (fig. 6. 66).

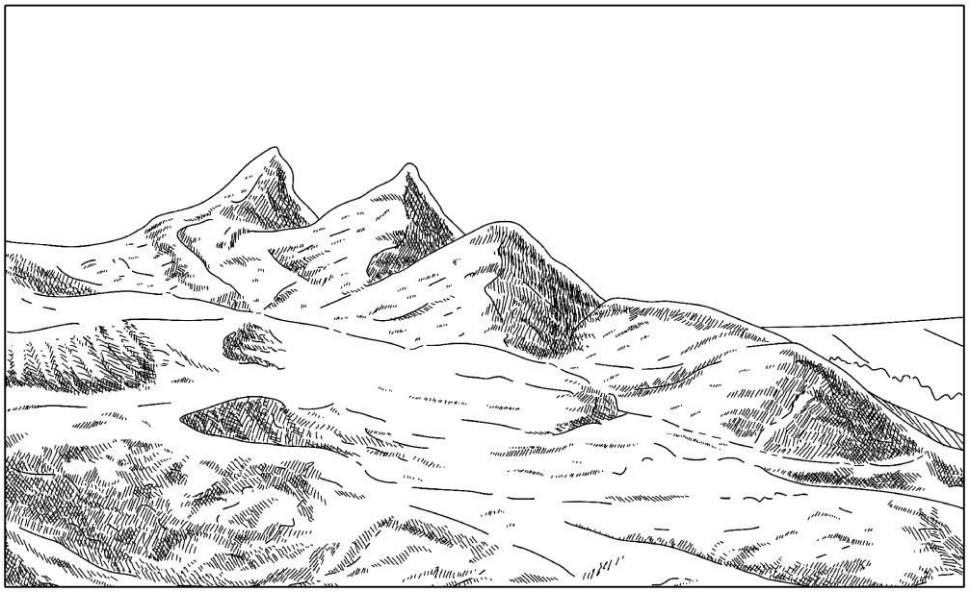


Fig. 6. 64. Glimeele alunecării de la Suatu

De cele mai multe ori, categoriile morfologice menționate se asociază în cazul aceleiași alunecări sau chiar în cuprinsul aceluiași șir (Morariu și Gârbacea, 1968).

Spre fruntea alunecării sunt mai frecvente formele de tipul movilelor, indicând o fragmentare mai puternică a masei alunecate. Glimeele, ca elemente componente ale corpului alunecării, prin parametrii lor morfometrici, sunt în contrast cu înclinarea generală a versantului (Roșian, 2009).

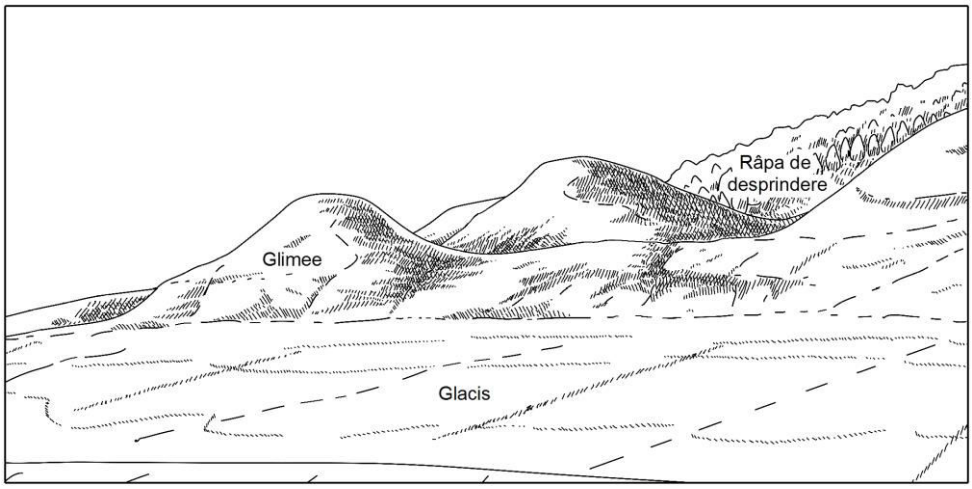


Fig. 6. 65. Glimeele de pe versantul drept al Văii Lechința din aval de Sânmărtinu de Câmpie

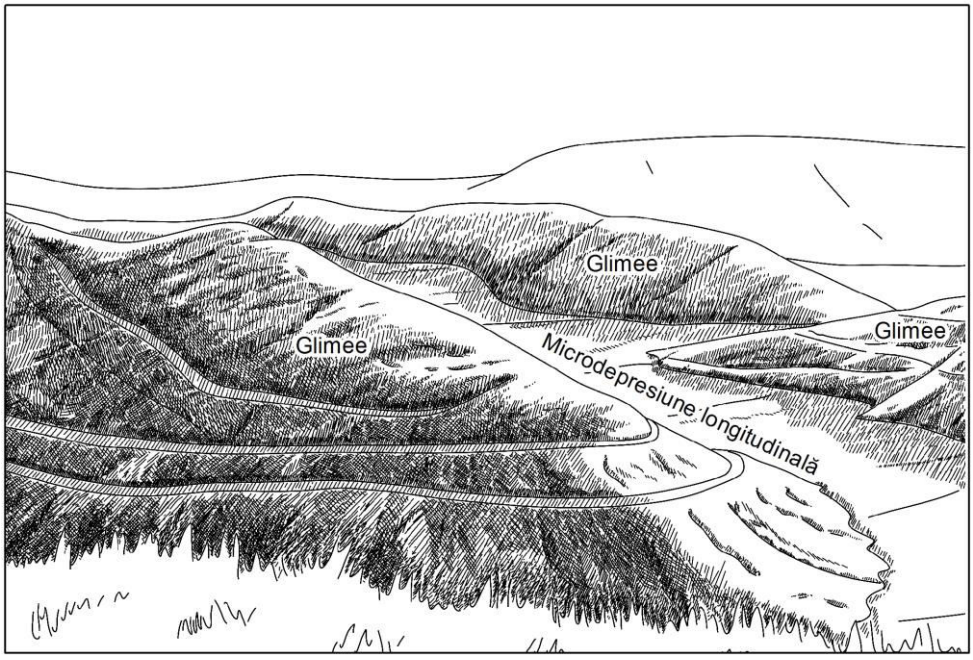


Fig. 6. 66. Glimee specifice alunecării de la Saschiz

Acest aspect este datorat unor obstacole întâlnite în deplasarea ei, de către masa care a alunecat, ce au frânat cu bruschețe continuarea alunecării (Tufescu, 1966b). Sursa citată menționează că, obstacolul poate fi structural (un capăt de strat mai dur sau de aceeaşi duritate, dar, care fiind consolidat nu se lasă antrenat de

alunecare) sau morfologic (terasă fluvială, pseudoterasă sau chiar lunca) pe care se opreşte alunecarea. Morfologia câmpurilor cu glimee trădează viteze mari ale procesului de alunecare şi prezenţa apei freatice în exces, cea care lubrifiază puternic patul alunecării (Tufescu, 1966b).

Fruntea alunecării este reprezentată de primele şiruri de monticuli, care de cele mai multe ori nu pot fi delimitate cu exactitate, din cauza modelării, până distrugere completă, de către procese geomorfologice ulterioare alunecării (pluviodenudare, denudare peliculară, alunecări superficiale, intervenţie antropică în scopul introducerii terenurilor respective în circuitul agricol). În consecinţă, partea inferioară a alunecării se integrează glacisului format la baza versantului (fig. 6. 65), la contactul cu terasele fluviale sau cu lunca.

Alunecările de tip glimee se întâlnesc în majoritatea unităţilor morfologice ale depresiunii, cele mai cunoscute fiind cele de la: Şaeş, Saschiz, Movile, Cornăţel, Romaneşti, Biia, Secăşel, Urmeniş, Suatu, Band, Şăulia, Strugureni, Sâmboieni, Fânaţele Clujului, Sălicea, Şoimeni, Vultureni, Borşa etc. Suprafeţele ocupate de alunecări sunt foarte variabile, fiind strâns legate de complexitatea lor. Există atât situri cu movile (monticuli) simple dispuse izolat, cât şi complexe de alunecare extinse, în cuprinsul cărora se poate distinge o morfologie compozită, cu sute de microforme pozitive sau negative: movile, culmi (dispuse sau nu în şiruri), forme tabulare, depresiuni longitudinale (în care pot apărea microdepresiuni, ocupate uneori de mlaştini şi lacuri), depresiuni transversale etc. (Gârbacea, 2013). Printre cele mai estinse suprafeţe ocupate de alunecări de tip glimee se remarcă cele de la Şaeş (1.550 ha), Movile (900 ha) şi Saschiz (615 ha) (Gârbacea şi Grecu, 1981). În cuprinsul unor unităţi morfostructurale, aşa cum este în cazul Câmpiei Transilvaniei şi Podişul Hârtibaciului, alunecările de tip glimee, prin amploare şi număr, determină un peisaj geomorfologic aparte pe suprafeţe extinse (Gârbacea, 2013).

Pornind de la hărţile realizate de Morariu şi Gârbacea (1968), Gârbacea (1992) şi continuând apoi cu observaţii detaliate în teren, Moldovan (2012) a identificat 480 de situri cu glimee în Depresiunea Transilvaniei. Conform autoarei citate, ele au următoarea distribuţie la nivel de unităţi morfostructurale: Câmpia Transilvaniei (59,2%), Podişul Hârtibaciului (11,3%), Podişul Someşan (9,3%), Dealurile Târnavei Mici (10,7%), Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt (7,1%), Podişul Secaşelor (1,2%), Culoarul Turda – Alba Iulia (1%) şi Depresiunea Sibiului (0,2%).

În Depresiunea Transilvaniei este evidentă relaţia dintre siturile cu alunecări de tip glimee şi suprafaţa ocupată de formaţiuni geologice sarmaţiene. O astfel de suprapunere se explică prin frecvenţa intercalaţiilor de argile şi marne, între formaţiunile de nisipuri, gresii, conglomerate şi tufuri (Morariu şi Gârbacea, 1968).

Conform autorilor citaţi, alternanţa formaţiunilor permeabile cu cele impermeabile, grosimea apreciabilă a unor straturi sau bancuri de nisipuri, gresii,

conglomerate, tufuri, respectiv de marne sau argile, la care se adaugă poziția înclinată a straturilor (specifică structurilor monoclinale sau ușor cutate în anticlinale și domuri), reprezintă caractere stratigrafice și structural-tectonice, de natură să favorizeze declanșarea unor alunecări de teren profunde și extinse ca suprafață.

Alunecări de tip glimee s-au produs și la contactul sarmațianului cu formațiuni mai vechi (de vârstă badeniană), cum este în cazul celor de la Bozieș, Aiton, Boju, Aruncuta, sau mai noi (pe depozite pannoniene) (Morariu și Gârbacea, 1968); în această ultmă categorie se includ cele de la: Secășel, Apold Șaeș etc. De asemenea, în Podișul Someșan alunecări de tip glimee s-au produs pe formațiuni burdigaliene la Gârbou-Dejului și Șoimeni.

Nuanțele reliefului, aferent alunecărilor de tip glimee, sunt condiționate de o serie de factori, dintre care se remarcă: intensitatea, viteza deplasării, înclinarea versantului, particularitățile litologice și ale stratificației (Morariu și Gârbacea, 1968).

Problematica alunecărilor și a reliefului de glimee a fost amplu dezbătută de către Gârbacea (2013), el ajungând la următoarele concluzii: sunt poziționate în jumătatea sau treimea superioară a versanților; deplasarea corpului alunecării are loc pe distanțe relativ reduse; în funcție de structură, alunecările de tip glimee sunt consecvente și insecvente; se formează pe depozite geologice caracterizate de alternanță litologică; în Depresiunea Transilvaniei sunt frecvente pe depozite sarmațiene; glimeele consecvente se caracterizează printr-o deplasare translațională și nu rotațională; mișcările care au determinat formarea glimeelor au fost extrem de rapide și foarte rapide; vârsta glimeelor este de ordinul miilor de ani; cauzele principale ale formării lor fiind degradarea permafrostului de la sfârșitul Tardiglaciarului (sfârșitul Weichselianului sau Würm-ului) și perioadele umede din Holocen; în timpul mișcării pe versant, consecventă în raport cu înclinarea straturilor, masa afectată de alunecare se fragmentează în fâșii din care se configurează ulterior șirurile de alunecare (alcătuite din monticuli și culmi alungite), care sunt transversale față de sensul în care s-a produs deplasarea, toate acestea fiind rezultatul direct al deplasării și fragmentării terenului versantului alunecat; după producerea alunecării, care are loc într-o singură fază, nu mai au loc alte deplasări analoage de-a lungul suprafeței de alunecare, iar modelarea ulterioară se rezumă la aplatizare prin denudație a formelor pozitive, la care se adaugă acumularea materialelor în depresiunile longitudinale și transversale dintre șirurile de glimee; nu există nici un proces geomorfologic ulterior deplasării, care să determine formarea de monticuli; diferențele referitoare la altitudinea relativă a glimeelor, care crește dinspre râpa de desprindere se explică nu prin faze mai recente de formare, ci prin unghiul care există între înclinarea suprafeței de alunecare, mai redusă, și declivitatea reliefului inițial, al versantului, mai mare, ceea ce face ca volumul și grosimea maselor deplasate să fie mai reduse spre sectorul frontal al arealului de glimee.

Alunecările de tip glimee au avut o contribuție de seamă în modelarea versanților din Câmpia Transilvaniei și Podișul Hârtibaciului, prin faptul că în unele locuri (Sâmboieni, Apold etc.), producându-se la partea superioară a versanților, au ajuns să fragmenteze și să modifice vechile suprafețe interfluviale (Gârbacea și Grecu, 1981). În alte situații, conform autorilor citați, masele alunecate au determinat o deplasare laterală a râurilor, fapt care a cauzat perturbarea echilibrului versanților opuși și implicit declanșarea unor procese geomorfologice pe suprafața acestora. Dintre cazurile tipice în acest sens se remarcă cele din Podișul Hârtibaciului, de la Valea Morii – Albac, unde alunecarea de teren de la movile a determinat deplasarea cursului râului Valea Morii spre stânga, reducând distanța dintre cele două râuri la numai 315 m, în timp ce altitudinea relativă a cumpenei de apă nu depășește 12 – 13 m (Gârbacea și Grecu, 1981). Situații similare sunt și în văile Șaeș și Saschiz, unde datorită alunecărilor de tip glimee cursul râurilor au fost împins spre versantul stâng, pe care îl subminează.

Se consideră că alunecările de tip glimee sunt în prezent stabile (Morariu et al., 1965), la nivelul suprafeței (patului) de alunecare. Afirmația se referă la faptul că ulterior producerii lor, inclusiv în perioada actuală, nu au mai avut loc deplasări de genul mișcării inițiale, de-a lungul unei suprafețe de alunecare. Dovadă în acest sens sunt și construcțiile realizate pe corpul unor alunecări (Aiton, Dâmburile, Mociu, Heria, Romanești, Saschiz, Apold, Corunca etc.), în urmă cu zeci sau sute de ani, care dăinuie și în prezent.

Cu toate acestea, pe suprafața alunecărilor de tip glimee se înregistrează procese geomorfologice de tipul: pluviodenudării, denudării peliculare, scurgerii apei prin curenți concentrați și alunecărilor superficiale pe suprafața monticulilor (Gârbacea, 2013). Formele de relief de detaliu, rezultate în urma acestor procese, se suprapun elementelor majore ale alunecării de teren (râpa de desprindere, corpul alunecării etc.). De exemplu, procesele de pluviodenudare și denudare peliculară determină rotunjirea formelor preexistente. De asemenea, depresiunile din spatele corpurilor de alunecare sunt colmatate, prin intermediul coluviilor și formațiunilor telmato-lacustre, contribuind încet la reducerea energiei morfodinamice a acestei micromorfologii (Pendea, 2005).

Cauza principală a acestor procese este reprezentată de către modul de utilizare al terenurilor (pășune, fâneață etc.) și de prezența unor formațiuni geologice (sarmațiene, pannoniene etc.) în compoziția cărora predomină argilele, marnele, argilele marnoase, nisipurile și tufurile.

Cele menționate atestă că, chiar dacă se consideră că alunecările de tip glimee sunt stabile, la nivel de detaliu, în cadrul râpei de desprindere sau a monticulilor, procesele geomorfologice actuale conduc la instabilitate. Cunoașterea proceselor geomorfologice, care se desfășoară actualmente pe suprafața alunecărilor de tip

glimee, este în măsură să indice evoluția ulterioară, a acestora, în actualele condiții geomorfologice din depresiunea Transilvaniei.

Toate acestea relevă că versanții afectați de alunecări de tip glimee, în timpul Pleistocenului și Holocenului, continuă să evolueze și în condițiile temperate actuale, în sensul că elementele vechii alunecări sunt afectate, alături de scurgerea apei pe versant, și de alunecări de teren în brazde și lenticulare.

Indiferent de unghiul din care sunt abordate, alunecările de tip glimee, constituie una din notele de specificitate a peisajului geomorfologic transilvănean, atât prin frecvența și amploarea lor, cât și prin rolul pe care îl au în evoluția versanților. În același timp, prin modul de producere și efectele remanente, în morfologia de ansamblu, au fost considerate pe bună dreptate *„momente catastrofale în evoluția versanților"* (Jakab, 1981, p. 199).

Distribuția alunecărilor de teren din Depresiunea Transilvaniei. Alunecările de teren se întâlnesc pe versanții majorității unităților morfostructurale, îndeosebi acolo unde terenurile sunt utilizate agricol sau se află în apropierea căilor de comunicații.

În urmă vectorizării alunecărilor de teren, de pe imagini satelitare, a rezultat că ele sunt în număr de 13.157 (Roșian și Horvath, 2016). Suprafața acestora (96.761 ha) reprezintă 3,92% din cea a depresiunii, care este de 2.465.125 ha); sub aspectul distribuției, a suprafeței și a ponderii la nivel de unități morfostructurale (tabelul 6. 1) se observă diferențe destul de însemnate.

Tabelul 6. 1. Distribuția alunecărilor de teren în cadrul unităților morfostructurale (Roșian și Horvath, 2016, p. 108)

Unitate regională	Suprafața unității (ha)	Număr alunecări	Suprafața alunecări (ha)	Procent din suprafața unității regionale
Podișul Someșan	380.762	1.892	6.339	1,66
Câmpia Transilvaniei	390.362	4.109	37.359	9,57
Dealurile Târnavei Mici	298.222	3.191	19.803	6,64
Podișul Hârtibaciului	361.795	1.771	17.272	4,77
Podișul Secașelor	120.899	835	10.855	8,97
Dl. și Depr. Submontane	913.085	1.359	5.133	0,56
Total Depr. Transilvaniei	2.465.125	13.157	96.761	3,92

Într-un studiul ulterior (Roșian și Horvath, 2019) s-a urmărit, utilizând o metodologie GIS, distribuția alunecărilor din depresiune, pornind de la diverse criterii, dintre care în continuare vor fi prezentate pe scurt cel geologic, altitudinal, al declivității suprafeței pe care se află alunecările și al expoziției.

Din punct de vedere geologic predomină depozitele burdigaliene (gresii și argile marnoase), badeniene (argile și marne), sarmațiene (marne, nisipuri și marne nisipoase) și pannoniene (argile, nisipuri și gresii slab cimentate) etc. După cum se poate observa (tabelul 6. 2), alunecările de teren ocupă cele mai mari suprafețe pe depozite sarmațiene.

Tabelul 6. 2. Repartizarea alunecărilor de teren pe depozite geologice (Roșian și Horvath, 2019, p. 62)

Depozit geologic	Număr alunecări	Suprafață alunecări (ha)	Pondere (%)
Holocen	541	4228	4,2
Pleistocen	149	873	1
Pannonian	4169	32279	33
Sarmațian	6032	55174	57
Badenian	506	2602	2,6
Burdigalian	870	898	1
Chattian	354	133	0,1
Rupelian	119	180	0,2
Priabonian	355	311	0,3
Lutețian	40	52	0,1
Ypresian	11	25	0,2
Apțian-Albian	1	2	0,1
Jurasic	1	1	0,1
Precambrian	9	2	0,1
Total	13157	96761	100

Numărul considerabil al alunecărilor de teren și suprafețele extinse pe care le ocupă, trebuie puse și pe seama alternanței de nisipuri cu marne și argile, caracteristică îndeosebi depozitelor sarmațiene și pannoniene. În numeroase cazuri, apele provenite din precipitații, după ce se infiltrează, cu ușurință prin nisipuri, se adună la partea superioară a straturilor ce conțin argilă, favorizând alunecarea depozitelor care le acoperă (Ciupagea et al., 1970).

Cercetările întreprinse de Matei (1983) au demonstrat că, cel puțin pentru argilele pannoniene din depresiune, un rol deosebit în declanșarea alunecărilor revine compoziției lor mineralogice. Acest fapt se explică prin aceea că ea este primul factor, care pregătește procesul de alunecare, acționând într-un timp foarte lung, și anume, din momentul în care sunt depuse sedimentele și până la producerea celor mai noi transformări impuse de alterarea exogenă.

În prezența apei, și a soluțiilor care se formează pe seama ei, la nivelul argilelor de pe suprafața versanților, au loc numeroase înlocuiri cationice, în complexul schimbabil al mineralelor argiloase, și transformări ale componentei octoedrice ale rețelei mineralogice (se remarcă în acest caz trecerile de la structurile de tip illitic la cele de tip smectitic), fapt ce determină schimbarea raporturilor procentuale ale substanțelor liante (carbonați, oxizi de fier liberi, substanțe organice) (Matei, 1983).

Toate acestea determină schimbarea structurii și texturii rocilor, determinând în final modificări valorice ale parametrilor fizico-mecanici (Matei, 1983). În aceste condiții, conform sursei citate, chiar dacă factorul mineralogic nu este principala cauză declanșatoare, a unei alunecări de teren, el este responsabil de localizarea, la anumite adâncimi, a patului de alunecare și prin aceasta devine responsabil de multe alte aspecte secundare, cum sunt: suprafața și adâncimea alunecării, volumul de roci antrenate, viteza de producere a fenomenului, timpul în care versantul își atinge profilul de echilibru etc.

În cadrul argilelor pannoniene, supuse proceselor de alterare, în profilul versanților a fost posibilă determinarea a două tipuri de depozite: smectizate și intacte, delimitate de cele mai multe ori de însăși suprafața de alunecare (Matei, 1983). Aceasta din urma se prezintă sub forma unei linii de discontinuitate, între proprietățile fizico-mecanice ale depozitelor argilo-marnoase nealterate, comparativ cu cele afectate de alterarea de tip smectitic.

Cele mai semnificative transformări, înregistrate de către argilele pannoniene din depresiune, după ce ulterior depunerii au fost supuse mai ales proceselor de compactare, au avut loc o dată cu alterarea lor, sub acțiunea factorilor externi. Procesele de alterare conduc la o distrugere gradată a legăturilor interparticulare, la relaxarea structurii și în cele din urmă la creșterea porozității și a conținutului de apă (Matei, 1983). Autorul citat mai menționează că, sensul modificării fracțiunii argiloase, în direcția îmbogățirii în montmorilonit, face ca materialul să capete și o creștere a plasticității, soldată în același timp cu o reducere relativă a rezistenței. Toate acestea se datorează modificării radicale a naturii legăturilor dintre particule, ca efect a transformărilor chimico-mineralogice și structurale petrecute în depozit (Matei, 1983).

Pe măsură ce argila pannoniană se alterează, în straturile de suprafață crește conținutul de fracțiune fină, ceea ce reprezintă un pericol potențial de alunecare, mult mai mare, comparativ cu depozitele din bază (Matei, 1983), considerate nealterate sau într-un stadiu incipient. În aceste condiții, conform autorului citat, pierderea stabilității versantului are loc de la suprafața de contact, dintre cele două orizonturi ale argilei pannoniene.

Pentru urmărirea distribuției alunecărilor de teren, sub aspect altimetric, au fost alese șase trepte altitudinale: 166 – 300 m, 300 - 400 m, 400 – 500 m, 500 – 600 m, 600 – 700 m și 700 – 1.080 m (fig. 6. 67). După cum se observă (tabelul 6. 3),

cele mai multe alunecări aparțin treptei altitudinale de 300 - 400 m, iar cea mai mare suprafața este specifică tot pentru intervalul 300 – 400 m.

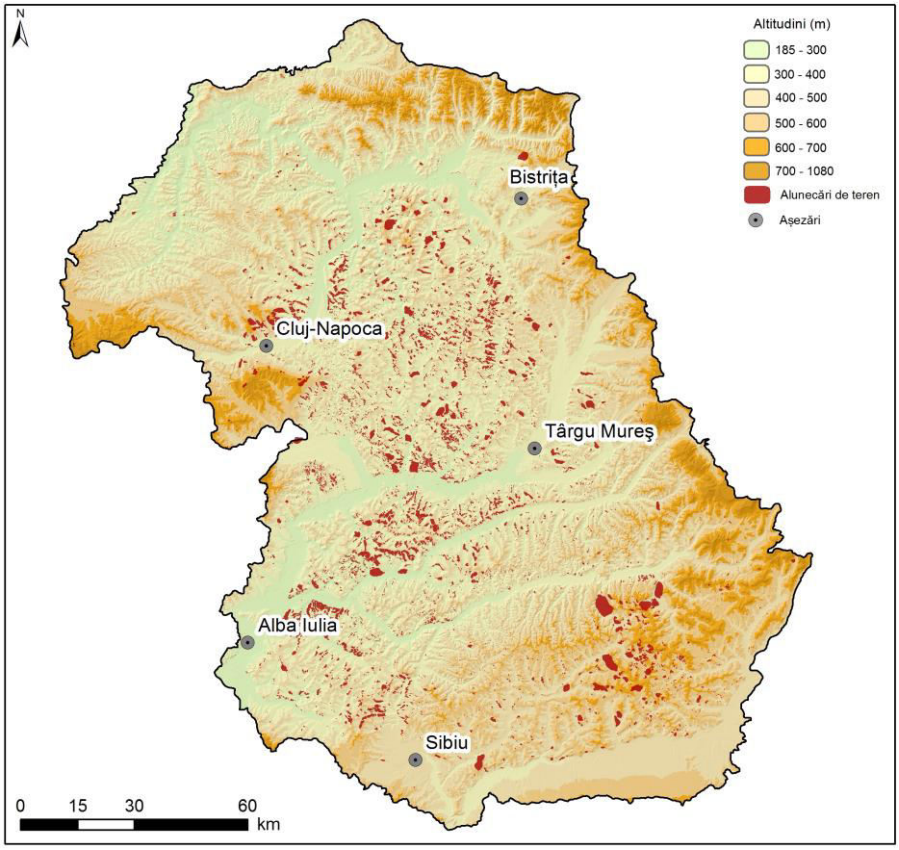


Fig. 6. 67. Distribuția alunecărilor de teren pe treptele altitudinale (Roșian și Horvath, 2019, p. 63)

Tabelul 6. 3. Ordonarea alunecărilor de teren pe trepte altitudinale (Roșian și Horvath, 2019, p. 63)

Treaptă altitudinală (m)	**Număr alunecări**	**Suprafață alunecări (ha)**	**Pondere (%)**
166 - 300	402	3751	4
300 - 400	6189	40058	41
400 – 500	4600	36624	38
500 – 600	1563	11568	12
600 – 700	358	2605	3
700 – 1.080	45	2155	2
Total	13157	96761	100

Un alt indicator al distribuției alunecărilor de teren este reprezentat de către pantă. În acest caz s-a optat pentru șapte clase de pantă: 0 – 2º, 2 – 5º, 5 – 7º, 7 – 12º, 12 – 17º, 17 – 22º și 22 – 49º. După cum se observă (tabelul 6. 4) cele mai multe alunecări aparțin clasei aferente intervalului 7 – 12º; în același timp cea mai mare suprafața ocupată de alunecări de teren este caracteristică aceluiași interval.

Tabelul 6. 4. Distribuția alunecărilor de teren pe clase de pantă
(Roșian și Horvath, 2019, p. 64)

Clasă de pantă (º)	**Număr alunecări**	**Suprafață alunecări (ha)**	**Pondere (%)**
0 - 2	58	2237	2
2 - 5	635	16879	17
5 - 7	1209	17692	18
7 – 12	5503	42478	44
12 - 17	3967	14138	15
17 - 22	1421	2768	3
22 – 49	364	569	1
Total	13157	96761	100

Următorul criteriu luat în considerare este reprezentat de către expoziția formelor de relief față de razele soarelui. Ea determină în mod hotărâtor regimul caloric și umiditatea solului și a substratului, influențează procesele de îngheț-dezgheț, tipul și natura depozitelor de cuvertură de pe versanți și provoacă diferențieri calitative în desfășurarea proceselor premergătoare eroziunii (Jakab, 1979b). Se poate observa că suprafețele cu expunere spre sud-vest sunt afectate de către cele mai multe alunecări de teren (tabelul 6. 5). De asemenea, sub aspectul suprafeței cele mai mari valori sunt specifice tot terenurilor cu expoziție sud-vestică.

Tabelul 6. 5. Distribuția alunecărilor de teren în funcție de expoziție
(Roșian și Horvath, 2019, p. 65)

Expoziție față de Soare	**Expoziție față de punctele cardinale**	**Număr alunecări**	**Suprafața alunecări (ha)**	**Pondere (%)**
Însorit	Sud	2420	15884	16
	Sud-Vest	3181	19086	20
Semiînsorit	Sud-Est	1413	11543	12
	Vest	2273	15829	16
Umbrit	Nord	957	8004	8
	Nord-Est	644	6382	7
Semiumbrit	Est	793	8243	9
	Nord-Vest	1476	11790	12
Plat (neexpus)		0	0	0
Total		13157	96761	100

Aşadar, sub aspectul analizei distribuției spațiale, se poate concluziona că cele mai afectate de alunecări de teren sunt suprafețele aferente depozitelor sarmațiene, cele situate pe treapta altitudinală de 300 - 400 m, cele cu înclinare de 7 – 12°, precum și cele cu expoziție sud-vestică (Roşian şi Horvath, 2019).

Concluzii alunecări de teren. În dezvoltarea reliefului depresiunii alunecările de teren ocupă un loc deosebit, atât prin amploarea şi frecvența lor (determinând chiar specificul peisajului unor locuri), cât și prin rolul important, pe care îl au aceste procese, în evoluția versanților (fig. 6. 68).

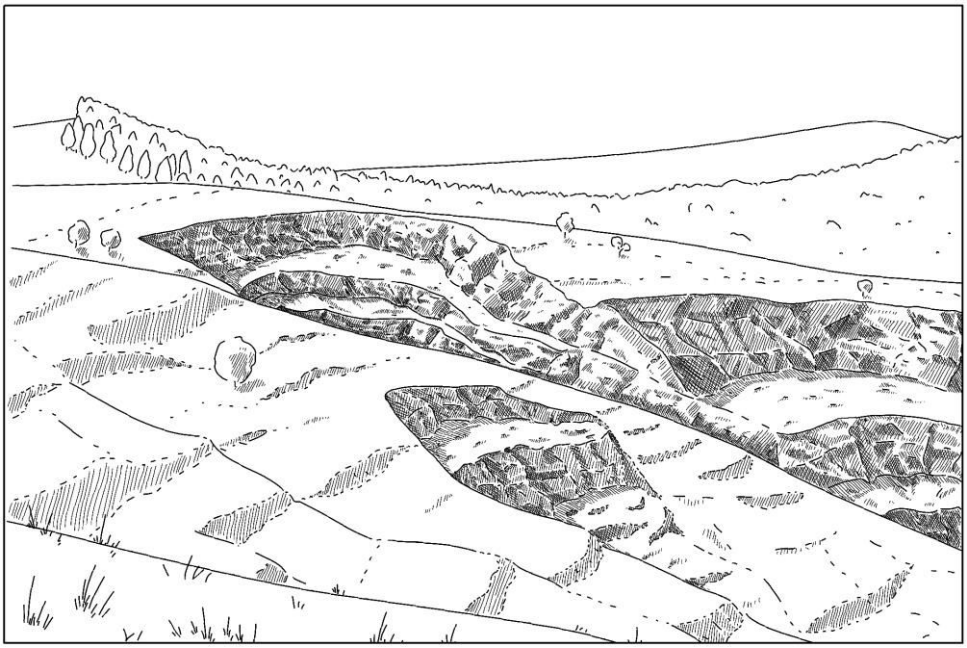


Fig. 6. 68. Alunecarea de teren de la Culpiu (Câmpia Transilvaniei)

Alături de alunecările de tip glimee, produse la sfârșitul Pleistocenului și începutul Holocenului, se remarcă alunecările, mult mai recente, produse începând cu secolul al XVIII-lea, datorită schimbării modului de utilizare a terenului. În urma despăduririlor s-a ajuns ca terenul să fie utilizat ca fâneață, pășune și arabil.

Cele mai extinse suprafețe cu alunecări de teren sunt localizate în Câmpia Transilvaniei (Roşian şi Horvath, 2016) și Dealurile Târnavei Mici (tabelul 6. 1), iar tipul cel mai emblematic este reprezentat de alunecările sub formă de glimee. Sunt dezvoltate cu precădere pe complexele de marno-argile, cu intercalații de gresii și nisipuri de vârstă sarmațiană, și la contactul acestora cu alte formațiuni (Geografia României, I, 1983). În Depresiunea Transilvaniei există astfel o legătură evidentă

între suprafețele ocupate cu alunecări de teren și distribuția rocilor argiloase sau paraargiloase (Mac și Buzilă, 2003).

De asemenea, alunecările de teren, prin numărul și suprafața pe care o ocupă, în cadrul unor unități morfostructurale, constituie cel mai important proces de modelare a versanților (fig. 6. 68).

D. Forme de relief caracteristice proceselor de curgere noroioasă

Acestea au o dezvoltare mai restrânsă, datorită condițiilor specifice necesare producerii lor. În depresiune ele mai degrabă continuă alunecările de tip curgere, decât să fie vorba de torenți de noroi, în adevăratul sens al cuvântului.

Ocupă suprafețe reduse și sunt localizate de obicei la partea superioară a versanților sau chiar pe corpul unor alunecări de teren vechi (Surdeanu et al., 1998).

De asemenea, ele sunt specifice pe abruptul versanților, unde detașarea materialului se produce după o suprafața circular-cilindrică, ce intersectează solul și depozitul de versant, până la contactul cu roca de bază (Jakab, 1981). Au adâncimi reduse (de numai 4 – 5 m), o dinamică scurtă (1 – 2 ani) și se produc mai ales în perioadele cu precipitații însemnate cantitativ (Surdeanu et al., 1998) sau când are loc topirea bruscă a stratului de zăpadă.

Formele rezultate în urma curgerilor noroioase sunt destul de diverse (Raboca, 1995): uneori au un bazin de recepție mic de formă semicirculară, un canal de curgere cu lungime ce rareori depășește 50 m și un con de revărsare format la baza abruptului pe care s-au format, alteori canalul de curgere este extrem de scurt, încât se evidențiază doar bazinul de recepție și conul de revărsare, cu o înclinare redusă, dar care are un abrupt bine conturat, la contactul cu suprafața pe care o parazitează.

Dimensiunile lor depind de cea a versanților, de cantitatea precipitațiilor, declivitate (Grecu, 1992), litologie, modul de utilizare a terenurilor etc.

De exemplu, în Culoarul Târnavei Mari ele s-au produs pe versantul drept la: Copșa Mică, Lunca, Valea Lungă și Glogoveț. În Podișul Secașelor se remarcă la Cergău Mare (pe versantul drept al Văii Cergăului), Broșteni, Roșia de Secaș și Secășel (pe versantul drept al Secașului Mic). În Podișul Hârtibaciului s-au produs în văile de ordinul 1 și 2 (în sistemul Horton-Strahler) din bazinele superioare ale râurilor: Fofeldea, Androchiel, Ghijasa etc., precum și pe versantul stâng al Văii Zăvoiului (Grecu, 1992).

E. Formele rezultate în urma procesului de pseudosolifluxiune

Acestea sunt frecvent întâlnite pe versanții alcătuiți din argile, marne și deluvii pleistocene. Ele sunt des întâlnite la partea inferioară a lor, unde antrenează alături de covorul ierbos și orizonturile de sol, formând mici excavații pe suprafața cărora

apa poate stagna, contribuind astfel la reluarea procesului. Astfel de forme se întâlnesc în: Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt etc.

F. Forme de relief determinate de procesele de creep sau creeping

Ele determină la suprafața terenului microforme de relief, asociate ondulărilor cuverturii vegetale, precum și deformarea suprafețelor construite, înclinarea și curbarea arborilor, înclinarea stâlpilor, gardurilor, monumentelor funerare etc.

Manifestarea acestui proces se observă cel mai bine în teritoriile construite și în cele ocupate cu pădure. În depresiune astfel de manifestări sunt specifice versanților alcătuiți din particule, care pot realiza deplasări individuale unele de altele. Cu toate că procesul de creep nu dă forme de relief distincte, cel mai des în teren l-am întâlnit în Podișul Someșan și Podișul Târnavelor.

G. Forme de relief specifice proceselor de deraziune

Procesele de deraziune, care au avut loc în condiții periglaciare, caracteristice Cuaternarului, au determinat formarea unui relief aparte, rezultat în urma asocierii următoarelor forme: văi de deraziune, amfiteatre de deraziune, creste de deraziune și martori de deraziune (fig. 6. 69).

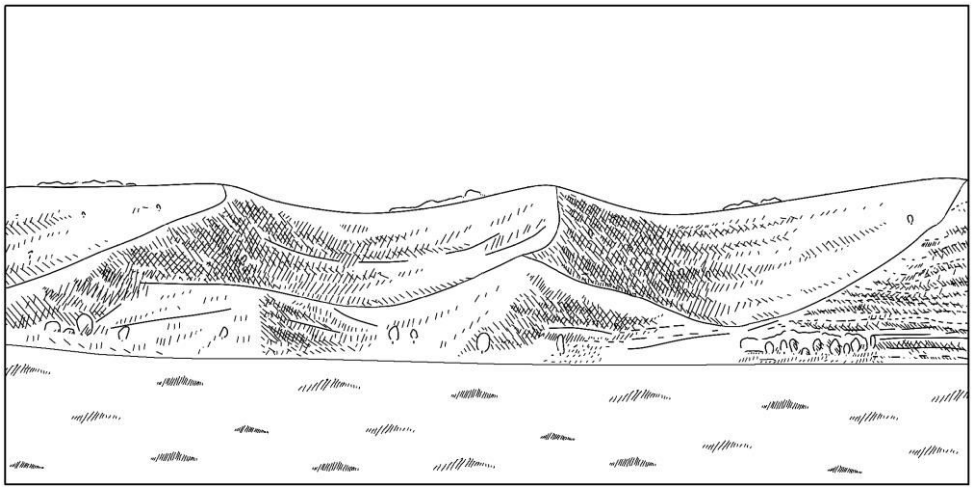


Fig. 6. 69. Amfiteatre de deraziune pe versantul drept al Târnavei Mari în aval de Copșa Mică

Cel mai reprezentativ relief de deraziune, caracterizat de prezența crestelor interfluviale sinuoase, ce despart versanți, în cuprinsul cărora au fost sculptate

amfiteatre largi şi văi de deraziune, prelungite spre baza versantului cu glacisuri deluviale (Geografia României, III, 1987), s-a format în Dealurile Jacodului (subunitate a Dealurilor Târnavei Mici) şi Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt (subunităţile Dealurile Praidului şi Dealurile Odorheiului). Geneza acestor forme, alături de condiţiile climatice şi geomorfologice, a fost favorizată şi de litologie, predominante fiind alternanţele de nisipuri, marne şi argile pannoniene, cu intercalaţii subţiri de tufuri vulcanice. Forme de deraziune se întâlnesc şi în Câmpia Transilvaniei şi Podişul Someşan, fără a constitui o notă de specificitate a morfologiei acestor unităţi morfostructurale.

Văile de deraziune au aspectul unor amfiteatre sau bazine uşor elongate (fig. 6. 70), mai mult sau mai puţin lărgite, cu declivitate uniformă şi fund plat, mărginite spre cumpăna apelor de un taluz aproape vertical, pentru ca între ele să fie separate de prelungiri interfluviale în trepte, care se extind până în domeniul glacisurilor de acumulare (Mac, 1972); caracteristică le este absenţa scurgerii lichide şi morfostratigrafia deluvială heterogenă şi suprapusă (policiclică) (Pendea, 2005). Ele sunt delimitate de versanţi convecşi şi concavi (Mac, 1969).

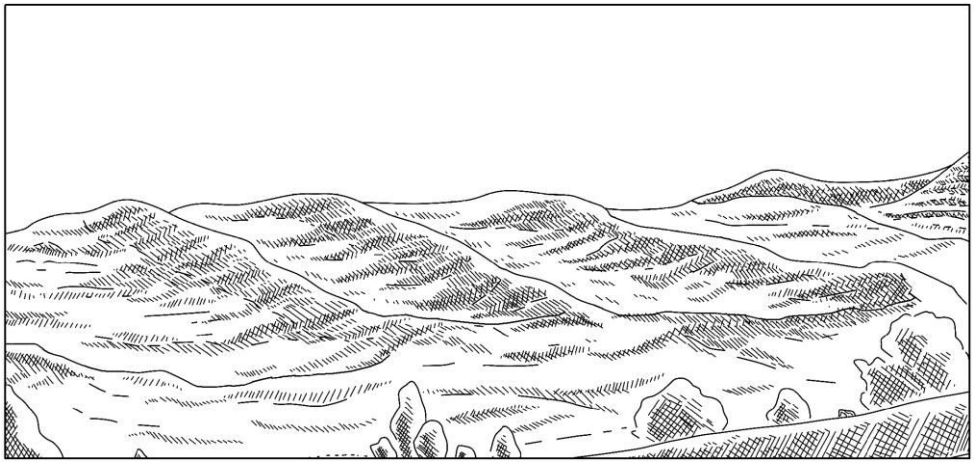


Fig. 6. 70. Văi de deraziune pe interfluviul dintre Şoimuşu Mic şi Şoimuşu Mare

Apariţia şi dezvoltarea văilor de deraziune a avut loc pe două căi (Mac, 1997): autonomă (procesele periglaciare singure sunt responsabile pentru iniţierea unor forme negative, care ulterior a fost preluate şi dezvoltate tridimensional) şi dependentă de morfologia preexistentă (când procesele tipic periglaciare preiau văi rezultate prin eroziune normală – adesea văi torenţiale – şi le modifică prin denudare plan-spaţială).

În Depresiunea Transilvaniei s-au identificat două generaţii de văi de deraziune (Mac, 1969, 1997; Pendea, 2005).

Prima corespunde cu dezvoltarea extensivă plan-spațială, a mecanismelor de denudare derazională, din perioada de maximă influență a condițiilor periglaciare, fapt ce a determinat formarea unor văi de deraziune impresionante (Pendea, 2005). Ele au condus la intersecția versanților, contribuind astfel la distrugerea și fragmentarea suprafețelor interfluviale inițiale, care au fost transformate, pe alocuri, într-o alternanță de martori de deraziune și înșeuări. Martorii respectivi au o morfologie diversă în conformitate cu numărul și dispoziția văilor care au contribuit la retragerea versanților. În urma fasonărilor de detaliu, care au avut loc prin intermediul pluviodenudației, martorii de eroziune au primit aspecte conice, piramidale sau trapezoidale (Mac, 1969).

A doua generație de văi s-a format în spațiul celei dintâi, având aspectul unor circuri derazionale. Materialele rezultate din sculptarea acestora s-au deplasat puțin, căptușind fundul primei generații de văi (Mac, 1969; Pendea, 2005), care de altfel a primit un profil fără asperități, vechile valuri congelifluxionale fiind nivelate. Comparativ cu acestea, în văile din a doua generație se pot observa valuri cu înălțimi de 0,3 – 2 m (Mac, 1969).

Cele mai optime condiții pentru dezvoltarea văilor, versanților și crestelor de deraziune s-au întrunit, așa cum am menționat anterior, în Dealurile Jacodului; dintre acestea se remarcă: înclinarea straturilor (se menține între 3 și 10^o și numai rareori se ating valori de 25 și 30^o); straturile sunt cutate în anticlinale și sinclinale, ce au fost deschise ulterior prin eroziune fluvială, formându-se versanți în cuestă, al căror front este preferat de procesele de deraziune; orizonturile de marne nisipoase, argile nisipoase și intercalații de tufuri vulcanice au constituit un suport propice pentru deplasările solifluxionale și pentru geneza văilor de deraziune; lipsa în general a vegetației de pădure a stimulat congelifluxia și geneza cuvetelor largi (Mac, 1969).

Din cele prezentate se observă că alături de condițiile climatice, cele litologice au jucat un rol important în geneza văilor de deraziune, în sensul că ele sunt cu atât mai frecvente cu cât terenurile sunt mai impermeabile (Mac, 1969).

În urma studiilor efectuale, în Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, au fost distinse două variante genetice de văi de deraziune (Mac, 1969):

- văi de deraziune care constituie obârșiile văilor fluviale neevoluate sau stinse; în această categorie se înscriu porțiuni de obârșie ale văilor Chedia Mică, Chedia Mare, Gheorghieni, Vorbălungă, Eliseni etc.;

- văi de deraziune pe versanți, aflate în afara razei de acțiune fluvială; în Dealurile Jacodului au o densitate destul de mare (până la 20 – 25 de cuvete pe km^2), iar ca dimensiune variază de la 50 m la 1,5 km lungime și lățimi de la 20 m la 500 – 600 m. Ele pot fi asociate sau izolate, ramificate sau simple. Au aspectul unor amfiteatre mai mult sau mai puțin lărgite, fiind mărginite spre cumpăna apelor de un taluz aproape vertical (la cele incomplet evoluate). Văile sunt despărțite de prelungiri interfluviale secundare, care de cele mai multe ori se desprind din

interfluviul principal şi merg până în domeniul glacisurilor sau văilor fluviale, aşa cum se întâmplă în bazinele văilor Şoimuşul Mare şi Şoimuşul Mic. Văile de deraziune prezintă în profil longitudinal două inflexiuni mai evidente, una spre talpa văii, iar cealaltă în porţiunea superioară, prezentându-se sub forma unui povârniş puţin dezvoltat. În afara acestor inflexiuni panta se menţine destul de uniformă, dar totuşi suficient de mare (5 şi 10°), pentru a favoriza scurgerea deluviilor (fig. 6. 71). Urmărite în profil transversal se observă existenţa unui fund plan, încărcat cu deluvii, mărginit de inflexiunile convexe laterale, care sunt date de curburile interfluviilor secundare.

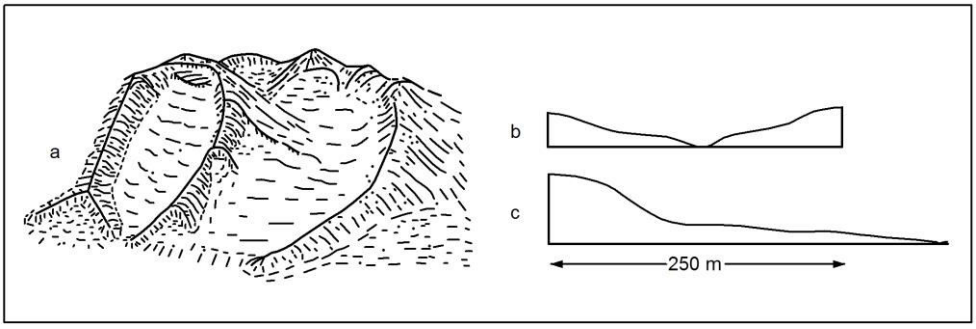


Fig. 6. 71. Văi de deraziune în porţiunea superioară a versantului (a); profil transversal printr-o vale de deraziune (b); profil longitudinal printr-o vale de deraziune (c) (Mac, 1969, p. 5)

Modelarea văilor de deraziune se manifestă şi în condiţiile actuale, existând în cadrul lor două suprafeţe active: prima este localizată la obârşiile văilor de deraziune, unde predomină procesul modelării prin eroziune areolară, şi a două, în porţiunea inferioară, unde tipice sunt procesele şi formele specifice scurgerii apei pe suprafeţe înclinate (ogaşe, ravene şi torenţi); dinamica acestor procese este indusă şi accentuată de intervenţia antropică, sub aspectul modului de utilizare a terenurilor (Mac, 1969).

Formele de relief menţionate, dovedesc prin aspectul lor că, au fost create în alte circumstanţe de modelare, decât cele actuale, adică în condiţii climatice mai reci decât cele prezente, care au permis manifestarea unor procese geomorfologice, specifice domeniului de modelare periglaciar, cum ar fi cele asociate existenţei permafrostului.

6.3.4.2. Unităţile morfologice şi funcţionale ale versanţilor

Formele de relief produse pe suprafaţa versanţilor, de către procesele geomorfologice, derulate de la formarea lor şi până în prezent, permit individualizarea mai multor unităţi morfologice şi funcţionale.

Delimitarea lor, pentru complexele vale-versant din depresiune, permite stabilirea secțiunilor sau fâșiilor, pe ale căror suprafețe are loc manifestarea proceselor geomorfologice actuale, ca o continuare a morfodinamicii din Pleistocenul superior și Holocen. Unitățile morfologice și funcționale reprezintă pe de o parte rezultatul evoluției procesuale, iar pe de altă parte ele constituie cadrul acestei evoluții. În limitele acestora își desfășoară activitatea o serie de procese, care prin specificul manifestării și ritmul variat de acțiune, imprimă viteza și sensul general al dinamicii versanților. Raporturile care există între unități, caracterizate prin determinare și coordonare sistemică, exprimă în cele din urmă caracterul de eroziune sau de acumulare a fiecăreia, rezultat din natura proceselor de modelare.

Ele sunt condiționate de o serie de factori cum ar fi: potențialul morfogenetic al substratului, climatul temperat actual, tipul relației morfodinamice vale-versant, influențele nivelelor de bază locale, influența antropică etc. Chiar dacă la o analiză macroscalară, teritoriul de la interiorul arcului carpatic se prezintă suficient de omogen, la nivel microscalar, fiecare versant și unitățile sale aferente sunt departe de a fi identice, ca rezultat al răspunsului individual, la acțiunea factorilor morfogenetici, intrinseci, respectiv extrinseci (Roșian, 2011).

Dintre modelele de unități morfologice existente în literatura de specialitate (Horton, 1945; White, 1966; King, 1953; Dalrymple et al., 1968; Young, 1963, 1964, 1972; Posea și Cioacă, 2003; Mac și Blaga, 2004; Blaga, 2009 etc.), pentru situația din Depresiunea Transilvaniei, consider că cel mai bine se pretează cel propus de (Mac și Blaga, 2004). Este vorba de un model generalizat, dezvoltat pornind de la cele existente deja în literatură (Young, 1972, Dalrymple et al., 1968), care cuprinde șase unități morfologice și funcționale (Mac și Blaga, 2004):

- interfluviul – sectorul cu procese eluviale;

- sectorul de programare potențială a proceselor geomorfologice - morfologic poate să corespundă cu convexitatea superioară și trebuie înțeles ca acea fâșie, din versant, unde pe baza intrărilor (apă și materiale provenite de la partea superioară) și a matricei topografice (relief preexistent, tip de depozite, vegetație și intervenție antropică), se realizează setările proceselor geomorfologice, care ar putea să se declanșeze și să devină apoi dominante;

-sectorul de inițiere a proceselor - reprezintă fâșia din versant unde se remarcă deja o multiplicare a tipurilor de acțiuni modelatoare, chiar dacă ele sunt încă incipiente și cu o efectivitatea geomorfologică redusă;

- sectorul de maximă dinamică procesuală și transfer - este localizat aproape întotdeauna în jumătatea inferioară a versantului. La nivelul său intensitatea procesuală atinge apogeul, în condițiile unei structurări clare a proceselor geomorfologice. Dintre acestea din urmă se remarcă cele legate de scurgerea apei pe versant și procesele de deplasare în masă. În același timp, el este sectorul în cadrul

căruia are loc transferul energetic şi material, de la partea superioară spre cea inferioară a versantului;

- sectorul de redepozitare acumulare - se prezintă sub forma unui glacis coluvial, coluvio-proluvial sau con de dejecţie glacizat. Extensiunea s-a spaţială este direct proporţională cu intensitatea proceselor de eroziune şi transfer din sectoarele superioare;

- albia - se remarcă prin procese specifice, uneori putând fi un simplu talveg de drenaj.

Unităţile morfologice şi funcţionale au fost identificate pe baza proceselor geomorfologice actuale, condiţionate de: variabile morfometrice, litologie, depozite superficiale, vegetaţie şi intervenţie antropică (Mac şi Blaga, 2004). Modelul a fost verificat de către autori în Munţii Plopişului (Şes) din Munţii Apuseni.

Trebuie menţionat că nu îi obligatoriu să existe pe fiecare versant întreaga suită de unităţi morfologice şi funcţionale, aşa cum au fost ele propuse; în funcţie de condiţiile locale, unele pot lipsi, iar altele se pot repeta.

Posibilitatea recunoaşterii lor, denotă că versanţii se prezintă sub forma unor catene morfologice şi procesuale (eroziune-transport-acumulare). Dinamica diferenţiată, care se înregistrează între unităţile morfologice şi funcţionale, imprimă în cele din urmă direcţia de evoluţie a versantului. În situaţia în care sectorul de maximă dinamică procesuală şi transfer, se caracterizează printr-o dinamică accentuată, prin materialele care le furnizează, însoţite de retragerea sa înspre partea superioară a versantului, influenţează în mod hotărâtor şi evoluţia celorlalte unităţi.

În urma analizei unităţilor morfologice şi funcţionale, a 11 versanţi din depresiune: versantul drept al Almaşului la Gâlgău Almaşului (Depresiunea Almaş-Agrij), versantul drept al Văii Borşa între Vultureni şi Ciumăfaia (Podişul Someşan), versantul drept al Văii Dipşa în aval de Lechinţa (Dealurile Bistriţei), versantul drept al Văii Bandului la Band (Câmpia Transilvaniei), versantul drept al Târnavei Mari la Copşa Mică (Culoarul Târnavei Mari), versantul drept al Târnavei între Blaj şi Crăciunelul de Jos (Culoarul Târnavei), versantul drept al Văii Cergăului la Cergău Mare (Podişul Secaşelor), versantul drept al Secaşului Mic la Secăşel (Podişul Secaşelor), versantul drept al văii Calva între Mihăileni şi Buia (Podişul Hârtibaciului), versantul drept al Văii Rorii la Merghindeal (Podişul Hârtibaciului) şi versantul stâng al Văii Şoimuşul Mic în amonte de Şoimuşu Mic (Dealurile Est-Transilvane dintre Mureş şi Olt), s-au desprins o serie de **concluzii**, referitoare la maniera de evoluţie a acestora (Roşian, 2011); ele vor fi prezentate sintetic în continuare.

Configuraţia şi distribuţia actuală a unităţilor morfologice şi funcţionale, arată că numărul şi compoziţia lor se datorează în cea mai mare măsură, proceselor geomorfologice din timpul Pleistocenului şi Holocenului.

Diferenţierea lor a avut loc o dată cu creşterea valorii altitudinilor relative, a versanţilor faţă de albii, proces care se accentuează începând cu Pliocenul superior şi

Pleistocenul inferior, din cauza mișcărilor tectonice de ridicare, care afectează Munții Carpați și Depresiunea Transilvaniei; de asemenea formarea teraselor superioare pe râurile principale, la care se adaugă definitivarea unității de luncă pentru cele secundare, determină trecerea versanților în condiția de independență, față de sistemele de drenaj.

În partea a doua a Pleistocenului, caracterizată printr-un relativ calm tectonic (Jakab, 1979a), versanții deja existenți, ca rezultat al sculptări unei rețele dese de văi, sunt supuși proceselor de natură morfoclimatică. Cu excepția morfodinamicii fluviatile, celelalte procese se desfășoară pe suprafețe înclinate, de tipul versanților și interfluviilor, care în condițiile climei periglaciare weichseliene (würmiene), contribuie la distrugerea platourilor interfluviale (Jakab, 1979a). Umplerea masivă a văilor, care a însemnat trecerea la relații morfodinamice de non-conlucrare și o separare între procesele care se desfășoară în albia râurilor și pe versanți, a avut loc ca urmare a condițiilor geomorfologice deosebite din timpul glaciarului Weichselian sau Würm. Pe parcursul fazelor interglaciare și interstadiale, la partea inferioară a văilor, prin predominarea eroziunii verticale, din albii, are loc detașarea teraselor inferioare, în timp ce la nivelul versanților *„căpătau o mare amploare alunecările de teren de diferite tipuri, solifluxiunea, fragmentarea liniară, detașarea umerilor, a crestelor înguste de tip derazional și sculptarea văilor de deraziune. În general se producea o înviorare a reliefului"* (Jakab, 1979a, p. 3); în fazele de calm relativ al morfodinamicii erau întrunite condiții pentru desfășurarea pedogenezei. Se observă că modelarea versanților a avut o desfășurare ritmică, ca rezultat al succesiunii, cu intensități diferite, a proceselor dependente în mare măsură de oscilațiile climatice. Diferențierile petrografice existente și-au făcut simțită prezența îndeosebi prin amplificarea sau diminuarea manifestării generale a condițiilor climatice (Mac, 1980a). Înregistrarea de către substrat a variațiilor climatice, a fost favorizată de existența rocilor friabile pe suprafețe extinse, mergând până la înregistrarea efectelor topoclimatice determinate de expoziția versanților (Mac, 1980a).

Dintre unitățile morfologice și funcționale existente, cea care oferă cele mai multe informații despre dinamica proceselor geomorfologice, este unitatea de maximă dinamică procesuală și transfer. De obicei, ea se suprapune secțiunii active procesual a versantului și se află poziționată, cu unele excepții, în partea mediană sau superioară a acestuia.

Pentru Depresiunea Transilvaniei, diferențierile regionale sunt condiționate atât de prezența unor orizonturi de roci cu duritate superioară, care apar în profilul versanților, cât și de dinamica proceselor geomorfologice trecute și actuale, în condiții de uniformitate litologică.

Concret, în Podișul Someșan, unitatea de maximă procesuală și transfer se află poziționată atât la partea superioară a versanților, de exemplu în cazul orizonturilor Tufului de Dej, cât și la cea inferioară, așa cum este în cazul versantului drept al Almașului la Gâlgău (Roșian, 2011) (fig. 6. 72 și 6. 73).

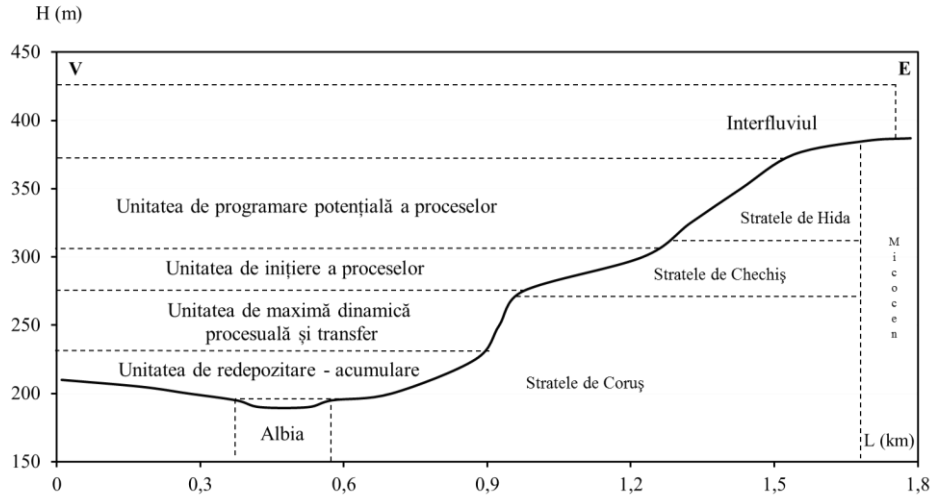


Fig. 6. 72. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Almașului la Gâlgău (Roșian, 2011, p. 249)

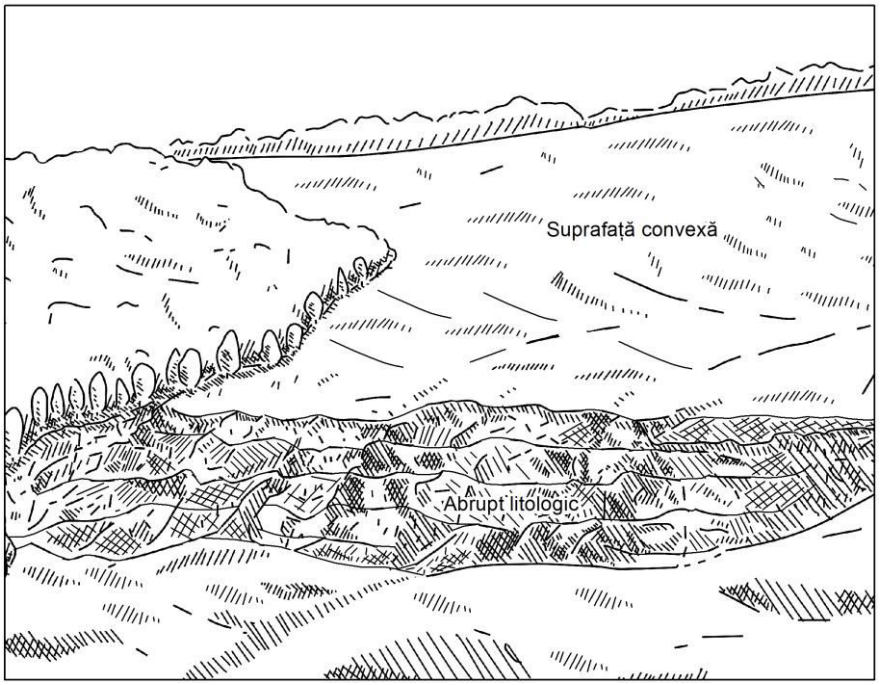


Fig. 6. 73. Versantul drept al versantului drept al Văii Almașului la Gâlgău Almașului

În Câmpia Transilvaniei unitatea de maximă procesuală și transfer este localizată preponderent la partea superioară a versanților (fig. 6. 74) și uneori în cea

mediană, ea fiind suprapusă vechilor cornișe de desprindere a alunecărilor masive de tip glimee.

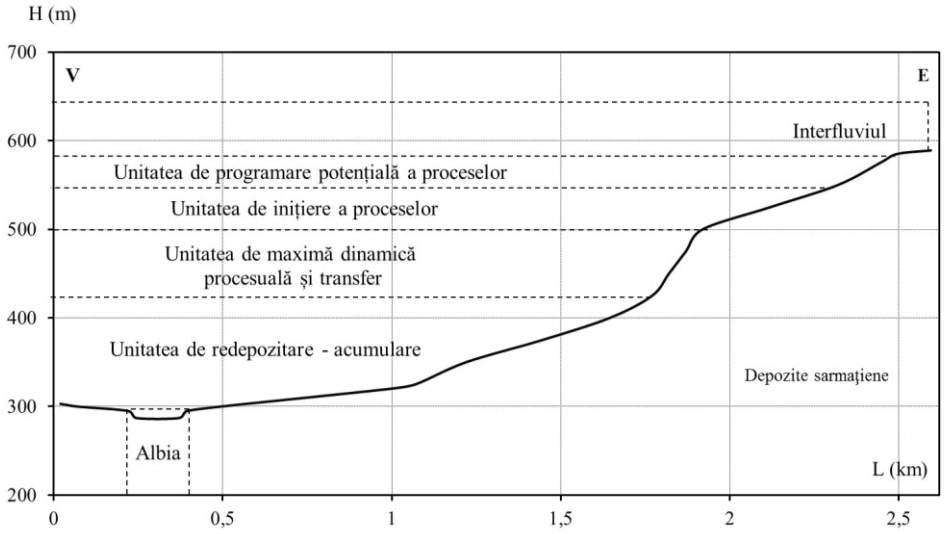


Fig. 6. 74. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Dipșa în aval de Lechința (Roșian, 2011, p. 254)

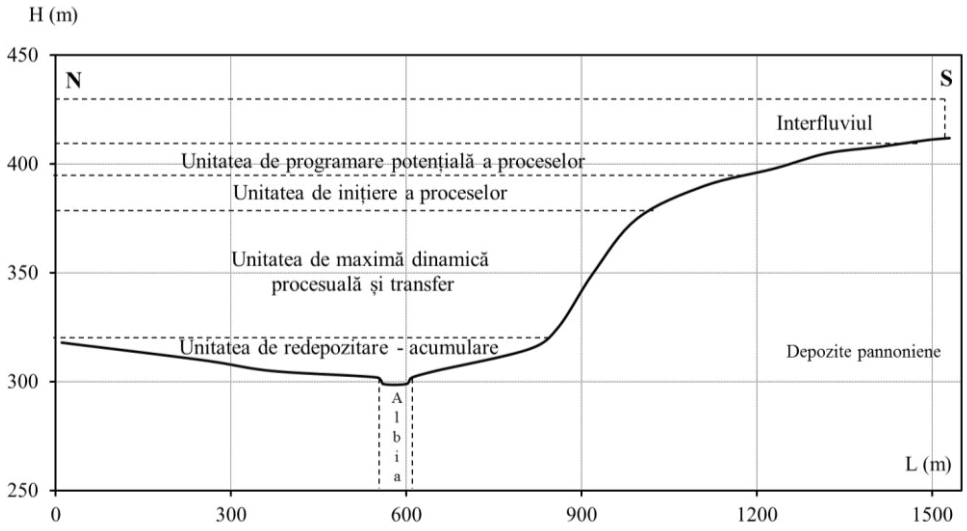


Fig. 6. 75. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Cergăului la Cergău Mare (Roșian, 2011, p. 267)

Pe versanții suprapuși fronturilor de cuestă, care însoțesc culoarele de vale, ale principalelor râuri transilvane (alohtone), secțiunea activă a versantului fie că se

află la partea mediană sau superioară, fie ocupă aproape întreaga suprafață a acestora, așa cum se întâmplă la Copșa Mică.

În Podișul Secașelor, cu deosebire unde versanții sunt afectați de alunecări vechi sau recente, unitatea de maximă dinamică procesuală și transfer se întâlnește la partea mediană și superioară a versantului (fig. 6. 75).

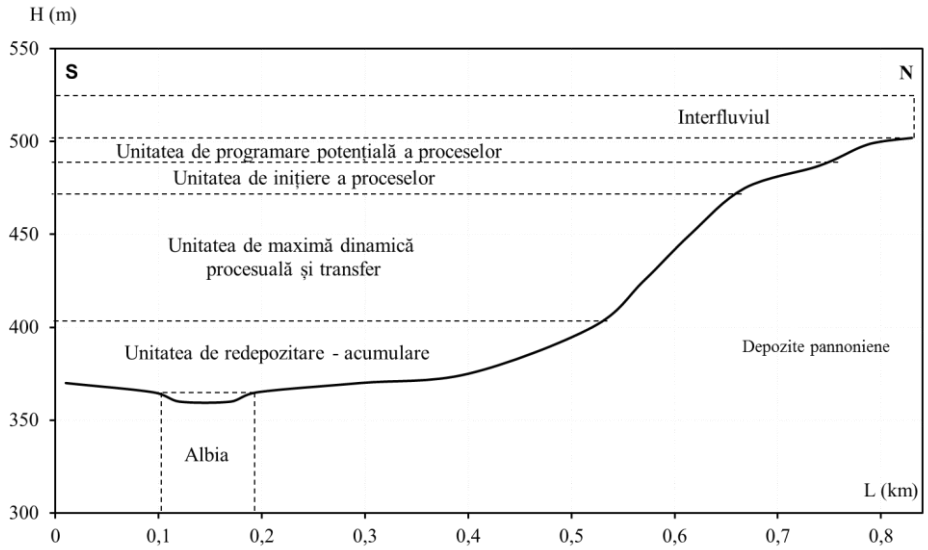


Fig. 6. 76. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului drept al Văii Calva în amonte de Buia (Roșian, 2011, p. 270)

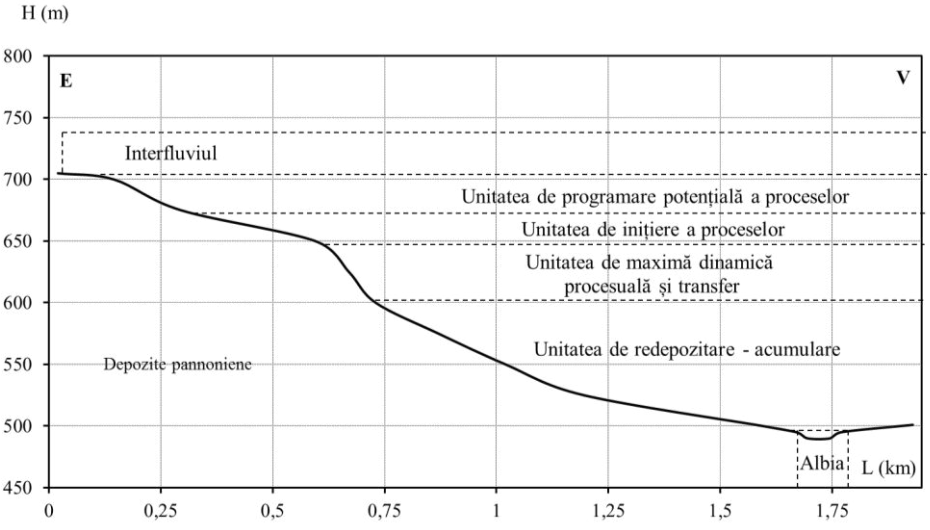


Fig. 6. 77. Unitățile morfologice și funcționale ale versantului stâng al Șoimușului Mic în amonte de localitatea Șoimușu Mic (Roșian, 2011, p. 273)

În cazurile analizate din Podişul Hârtibaciului, datorită relativei stabilităţi a versanţilor, pe fondul ponderii ridicate ocupate de fondul forestier şi a utilizării adecvate a terenurilor, unitatea de maximă diamică procesuală şi transfer este prezentă mai mult morfologic decât funcţional, datorită lipsei proceselor actuale de amploare (fig. 6. 76); ea este poziţionată îndeosebi la partea mediană şi superioară a versanţilor (Roşian, 2011).

O situaţie deosebită o prezintă versanţii afectaţi de deraziune, în cadrul cărora secţiunea activă procesual, poziţionată la partea superioară şi uneori mediană a versantului (fig. 6. 77), se află suprapusă abrupturilor de la partea superioară a văilor de deraziune, care sunt reluate de către procesele geomorfologice actuale.

Procesele recente, de pe suprafaţa versanţilor, nu au făcut altceva decât să-şi ajusteze mecanismele şi maniera de lucru, la tiparele morfologice moştenite din Pleistocenul superior. S-a ajuns ca versanţii transilvăneni, rezultaţi în urma acţiunii directe şi indirecte a râurilor, să ofere un câmp independent pentru desfăşurarea proceselor actuale de denudare (Mac, 1972). Acest fapt este rezultatul perioadelor de modelare pleistocene, în care procesele de sculptare a versanţilor, prin cantitatea de materialul evacuat, au depăşit capacitatea de transport a râurilor. Existenţa în majoritatea cazurilor a unei unităţi de redepozitare acumulare, bine dezvoltate, trebuie privită ca un reglator, care acţionat de o asemenea manieră, încât o parte din materia furnizată de subsistemul versant a rămas stocată la baza acestuia (Roşian, 2011). S-a ajuns la formarea de unităţi funcţionale, cu rol de tampon, între secţiunea activă a versantului şi albie, care condiţionează direcţionarea proceselor actuale, ele deosebindu-se în funcţie de stabilitatea unităţii pe care se află; diferenţa cea mai însemnată se înregistrează între unitatea de maximă mobilitate morfodinamică şi unitatea de redepozitare a materialelor deluvio-coluviale (Roşian, 2011).

Evoluţia majorităţii versanţilor actuali, ajunşi în condiţii de independenţă faţă de albii, are loc prin mecanisme de autoreglare, de tip feed-back negativ, desfăşurate între unitatea de maximă mobilitate morfodinamică şi unitatea de acumulare.

Dezvoltarea versantului pe fâşii, reprezentate de către unităţile morfologice şi funcţionale *„demonstrează acţiunea modelării diferenţiate, iar reluarea proceselor justifică atribuirea calificativului de modelare continuă”* (Mac, 1980a, p. 64). Practic, formele de relief preexistente, prin poziţia şi dimensiunea lor, au devenit factori cu rol coordonator al proceselor actuale.

Cu toate că dinamica proceselor geomorfologice actuale, se desfăşoară în cazul multor versanţi la cote ridicate, privită comparativ cu *„morfogeneza etapelor reci caracterizată de o viteză pe alocuri accelerată de desfăşurare şi de un spectru larg de complexe procesuale, morfodinamica perioadelor temperate este în aparenţă nesemnificativă ca anvergură, fiind îndeobşte asociată cu noţiunea de*

relativă stabilitate și cu desfășurarea pe scară largă a proceselor discrete de meteorizare și pedogeneză" (Pendea, 2005, p. 158). Autorul citat, revine subliniind în continuare, că morfogeneza continuă, dar pe alte paliere energetice, deoarece începând cu Holocenul, crește influența factorului antropic, care adesea a avut un rol hotărâtor în modificarea peisajului, fapt care a determinat ca morfodinamica versanților să fie marcată chiar de etape de accelerare. De asemenea, procesele specifice Pleistocenului superior, reprezentate de către pluviodenudare, torențialitate, alunecări de teren etc., își continuă și în prezent manifestarea, dar la o scară mai redusă.

În aceste condiții, domeniul de modelare, pe fondul căruia se desfășoară morfodinamica actuală, este rezultatul conlucrării dintre substrat (rocă și structură), factorii geomorfologici (forme preexistente, pantă, fragmentarea reliefului, expoziție etc.), climatici, hidrologici, biopedologici și antropici. Aceasta înseamnă că procesele recente, care se derulează la nivelul versanților, acționează asupra informației morfologice moștenite, de la sistemul de modelare din Pleistocenul superior, sub controlul climatului temperat transilvan și al factorului antropic.

Procesele geomorfologice actuale dominante, ocupă poziții diferite de la un caz la altul, în funcție de particularitățile unităților morfologice și funcționale. Cu toate acestea analizând situația existentă, la nivelul întregului spațiu depresionar, se observă unele caractere generale ale manifestării lor:

- pluviodenudarea și denudarea peliculară se desfășoară pe toate suprafețele de teren, care în condițiile unui covor vegetal adecvat asigură scurgerea, indiferent de unitatea de versant;

- eroziunea prin intermediul proceselor de scurgere a apei pe versant, localizate de obicei pe unitățile de la baza și mijlocul versantului, ajunge în funcție de câmpul energetic disponibil, prin conlucrarea cu procesele de alunecare până la interfluvii.

- procesele de deplasare în masă, dintre care dominante sunt alunecările de teren, se întâlnesc la nivelul unității de maximă mobilitate morfodinamică, precum și în alte unități, care prin valori ale pantei și un echilibru labil oferă condiții favorabile declanșării acestora.

Încadrarea schematică, propusă mai sus, datorită diferențierilor teritoriale existente, se dovedește a fi una destul de generală. Ea trebuie completată cu precizarea că, în cazul menținerii secțiunii active a versatului sub forma unui abrupt cu roca la zi, se întâlnesc procese de dezagregare, dizolvare, gelifracție, antropice etc., care dau naștere unui relief rezidual, ca efect al eroziunii desfășurată pe orizonturi de roci cu duritate diferită.

Cele menționate, dovedesc existența unei diferențieri a morfodinamicii în complexele vale-versant din depresiune, datorată modului diferit de acțiune a agenților pe un substrat heterogen.

Concluzii. Precizarea finală, subliniază că pentru morfometria, morfologia şi funcţionalitatea unităţilor de versant, un rol important l-au avut procesele pleistocene şi holocene, ale căror forme moştenite sunt reluate în prezent de către procesele actuale. Acestea din urmă acţionează astfel în strânsă legătură unele cu altele, în funcţie de substrat, tipul de versant, tipul relaţiei morfodinamice, gradul de acoperire cu vegetaţie, nivelul intervenţiei antropice etc., în procesul continuu de adaptare a reliefului la starea geomorfologică prezentă.

Analiza proceselor geomorfologice actuale, urmărirea dispunerii formelor de relief generate de către acestea în cadrul unităţilor morfologice şi funcţionale de versant, alături de tipul de evoluţie a versanţilor, relevă continuarea procesului de netezire, de reducere a valorii pantelor în vederea atingerii unui echilibru dinamic, atât la nivelul versanţilor cât şi la cel al albiilor, din moment ce echilibrul între cele două subsisteme a fost realizat, în majoritatea cazurilor, prin tranziența de la relaţii morfodinamice de conlucrare la cele de non-conlucrare (Roşian, 2011).

Practic fiecare unitate morfologică şi funcţională îşi ajustează forma, în tendința versantului de atinge un profil de echilibru dinamic. Fiecăreia dintre ele îi este specifică o anumită intensitate a proceselor geomorfologice, fie că ne referim la eroziune, evacuare sau acumulare, intensitate care este controlată de numeroase variabile. De exemplu, rata evacuării materialelor în condiţii de uniformitate litologică este influenţată de pantă, dacă şi panta se menţine uniformă intervine vegetaţia, tipul de sol, modul de utilizare a terenurilor etc.

Delimitarea unităţilor morfologice şi funcţionale a versanţilor are o utilitate practică deosebită, deoarece ajută la cunoaşterea segmentelor susceptibile la procese geomorfologice. Astfel de informaţii sunt utile atunci când se întreprind acţiuni de prevenire şi combatere a proceselor geomorfologice pe versanţi sau la nivelul formelor de relief, situate la partea lor inferioară.

6.3.4.3. Tipuri de evoluţie a versanţilor în Depresiunea Transilvaniei

Diversitatea morfologică, sub care se prezintă versanţii din depresiune, îngreunează stabilirea unor tipuri exacte de evoluţie a lor. Cu toate acestea un număr restrâns de autori (Jakab, 1979a; Josan, 1979; Mac, 1980a; Irimuş, 1998, Sandu, 1998; Pendea, 2005 etc.), în lucrările lor, pornind de la cele două modele fundamentale de evoluţie a versanţilor: teşirea (în sensul Powell, 1875; Davis, 1902) şi retragerea sau reculul (în sensul Penk, 1924; Bryan, 1940), la nivel de mecanisme şi tendinţe discrete de evoluţie, au propus mai multe tipuri evolutive: evoluţie prin retragere, evoluţie prin acumulare, evoluţie prin aplatizare-teşire, evoluţie prin refragmentare (sau fragmentare), evoluţie prin retragere şi refragmentare, evoluţie prin teşire şi retragere, evoluţia versanţilor cu terase şi agroterase etc.

A. Evoluția prin retragere

Ea se manifestă cel mai mult fiind realizată de către acțiunea proceselor de modelare areală. Cei mai afectați sunt versanții suprapuși fronturilor de cuestă, precum și versanții care se prezintă sub formă de abrupturi, menținuți și din alte cauze (nu doar structurale), cum sunt cele petrografice, tectonice etc.

În funcție de relația morfodinamică existentă, între albie și versant, se deosebesc două direcții evolutive, ulterioare retragerii suprafeței active a versantului: în prima materialul furnizat se acumulează la baza versantului, sub formă de glacisuri (**prima direcție**), iar în a doua este îndepărtat de către râul care curge la baza lui (**a doua direcție**). Cele două posibilități, ale unui versant care evoluează prin retragere sau recul, vor fi detaliate în continuare.

În situația în care preponderente sunt relațiile morfodinamice de non-conlucrare, în complexele vale-versant, este favorizat procesul de acumulare, a materialelor mobilizate, de către procesele geomorfologice de pe versant, la baza lui, sub formă de glacis, motiv pentru care **evoluția prin retragere are loc cu formare de glacis bazal** (**prima direcție**).

Retragerea fronturilor de versant s-a făcut la început pornindu-se de la bază comună văii și versantului – șesul fluviatil (Mac și Herșcovici, 1973). Ulterior pe măsură ce între versant și curentul de apă se interpune o fâșie de teren, de tipul luncii sau a teraselor fluviale, retragerea versantului devine indiferentă de adâncirea râului, dobândind o totală autonomie (Jakab, 1979a).

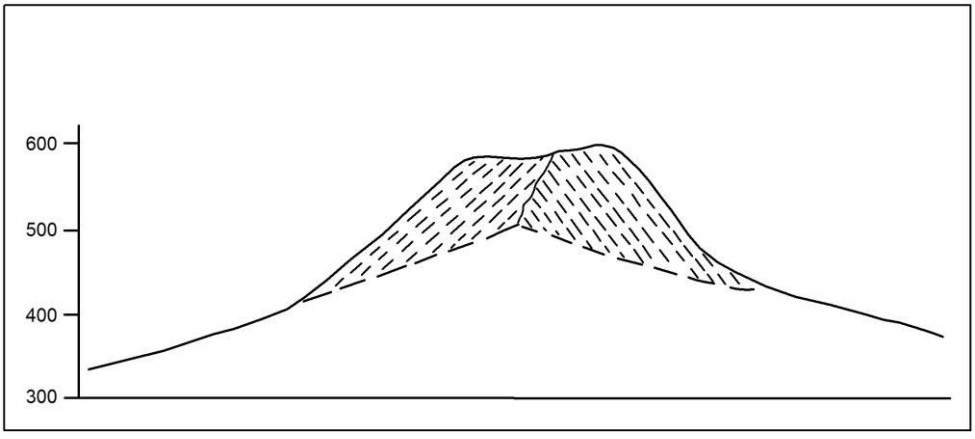


Fig. 6. 78. Reprezentarea schematică a evoluției unui interfluviu prin retragere bilaterală a versanților (Jakab, 1979a, p. 11)

Ea va fi direcționată în continuare de procese geomorfologice specifice versanților (scurgerea apei și deplasări materiale - concentrate asupra abruptului, determinând retragerea lui către interfluviu), a căror bază de eroziune locală devine

glacisul. Sectorul de versant în retragere poate să devină din ce în ce mai abrupt, până în momentul în care ajunge la cumpăna apelor, consumând în întregime suprafața interfluvială, care îl separa de versantul din partea opusă (Jakab, 1979a). Dincolo de acest moment începe coborârea și deplasarea cumpenei de ape în dauna versantului opus, odată cu dispariția abruptului în retragere (fig. 6. 78).

Practic a avut loc mutarea continuă a secțiunii active a versantului, astfel încât altitudinea relativă a acestuia a rămas aceeași, dar a scăzut progresiv față de partea superioară a unității de acumulare (Mac și Herșcovici, 1973). În condițiile date, versantul a ajuns să evolueze relativ independent, față de ceea ce se întâmplă în cadrul albiilor, având ca bază de denudare sau eroziune, partea superioară a glacisului, care în funcție de dinamica proceselor geomorfologice își poate continua extinderea în suprafață, spre partea superioară a versantului (Mac și Pendea, 2002). Astfel de la versanți inițial abrupți s-a ajuns la suprafețe ușor înclinate de tipul glacisurilor (fig. 6. 79).

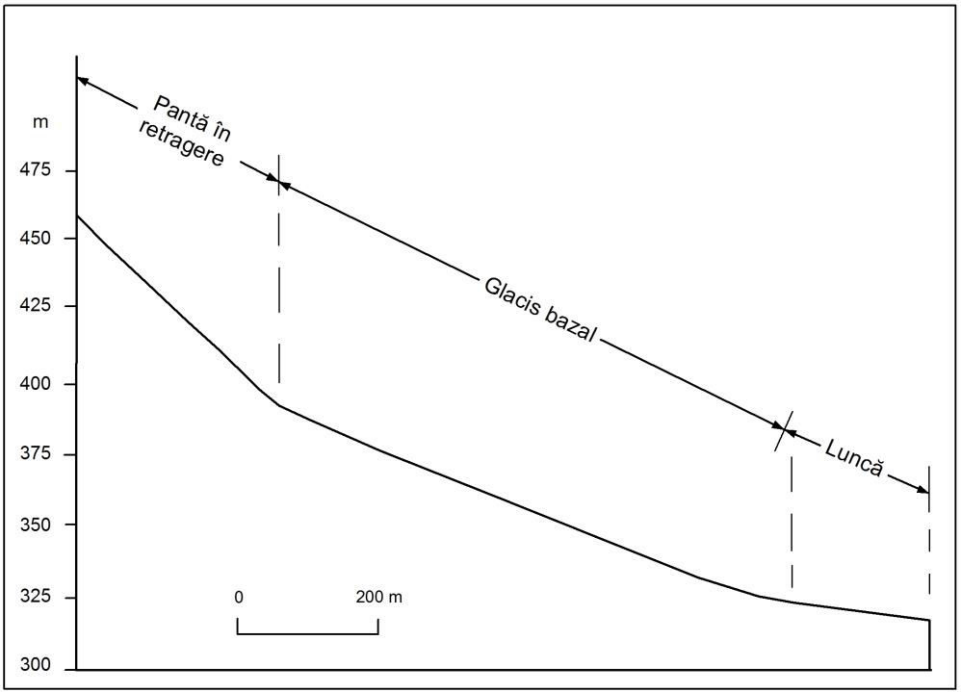


Fig. 6. 79. Versant cu evoluție prin retragere cu formare de glacis bazal din Dealurile Târnavei Mici (Jakab, 1979a, p. 9)

Există situații în care retragerea versanților se realizează pe două sau mai multe fronturi, situate la niveluri diferite: versantul drept al Târnavei Mici la Sângeorgiu de Pădure (Josan, 1979), versantul drept al Someșului pe aliniamentul Piscul Ronei-Cărămida-Prisnel (Hosu, 2009) etc. În aceste cazuri în afara glacisului de la partea inferioară, se formează încă una sau mai multe trepte ușor înclinate,

condiționate structural, prin eroziune diferențială, din cauza existenței unor straturi cu durități diferite (Jakab, 1979a) sau datorită alunecărilor de teren, al căror elemente au fost ulterior nivelate (Mac şi Pendea, 2002).

În Dealurile Târnavei Mici sunt câteva cazuri când, pe ambele flancuri, versanții evoluează prin retragere cu formare de glacis bazal. După intersectarea abrupturilor în retragere, care ajung să se consume, glacisurile bazale, în continuă extindere, ajung în contact, formând un interfluviu mai coborât altitudinal, cu versanți mai puțin înclinați, comparativ cu situația anterioară (fig. 6. 78). Reprezentative în acest sens sunt câteva interfluvii din Dealurile Jacodului (interfluviul dintre Pârâul Roaboş şi Valea Perilor, interfluviul dintre Pârâurile Nadeş şi Iştand) şi Dealurile Târgu Mureşului (interfluviul dintre Pârâurile Iara şi Petrilaca) (Jakab, 1979a).

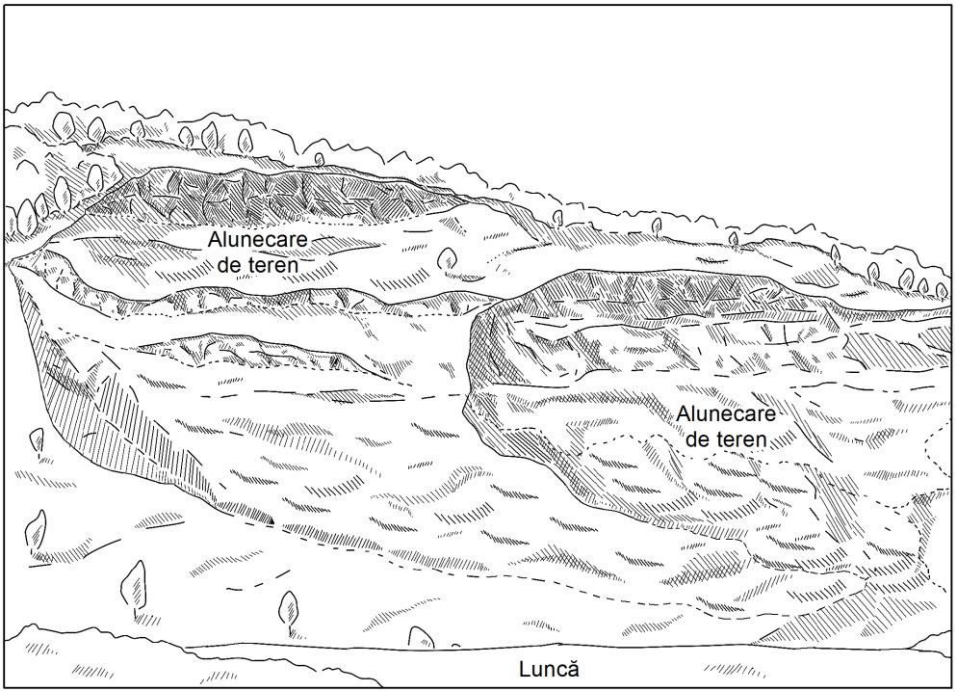


Fig. 6. 80. Evoluția prin retragere datorită alunecărilor de teren (versantul drept al Târnavei Mari în amonte de Micăsasa)

Conform acestui model, evoluția fronturilor structurale şi litologice, din cadrul versanților, a avut loc prin recul şi formare de glacis bazal. Retragerea în această manieră a versanților, aferenți văilor principale din depresiune, impulsionată şi de deplasarea spre nord a râurilor, sub efectul mişcărilor tectonice, mai accentuate din Carpații Meridionali, a condus la o uşoară modificare a profilului acestora (Pendea, 2005). S-a ajuns astfel ca versanții sub formă de front de cuestă să aibă un profil complex, cu abruptul (free face) retras în partea superioară (fig. 6. 80), care în funcție

de litologie poate să fie convex (când s-a format pe nisipuri uşor cimentate sau pe marne nisipoase relativ dure, intercalate cu nisipuri), drept (pe marne nisipoase), uşor concav (pe argile marnoase foioase) sau în trepte (Jakab, 1979a; Pendea, 2005).

Morfostratigrafia de detaliu, a glacisului de la baza abruptului, indică participarea semnificativă a depozitelor criogene (formaţiuni loessoide, solifluidale, proluviale stratificate etc.), pregătite de crioclastism şi preluate de procesele areolare (pluvionivaţie, congelifluxiune etc.) (Pendea, 2005).

Transformarea unui versant, iniţial abrupt, într-un glacis, s-a realizat în urma alternanţei proceselor de eroziune şi acumulare, ce au contribuit pe rând, la încărcarea şi descărcarea curentului de curgere cu materiale deluviale (Mac, 1988). Retragerea versantului a fost mai activă în partea mijlocie şi superioară, frontul acestuia devenind treptat o suprafaţă autoreglată, menţinută în echilibru dinamic, atâta vreme cât redistribuirea materialelor, prin eroziune şi relocare, s-a realizat în armonie cu raportul dintre forţa curentului de curgere şi rezistenţa opusă de substrat (Mac, 1988). Conform autorului citat, rezistenţa în cauză depinde, pe lângă natura şi permeabilitatea rocilor, şi de alte variabile precum: încărcătura deluvială, panta şi lungimea versantului, prezenţa asperităţilor, gradul şi tipul de acoperire cu vegetaţie.

Retragerea versanţilor în acest mod, cu toate că se continuă şi în prezent, a fost mult mai activă în fazele glaciare, când a fost posibilă acumularea unei cantităţi mai mari de material detritic sub frontul de denudare.

Dezvoltarea glacisurilor, la baza versanţilor, a avut loc astfel în condiţii ce au permis dezagregarea, descompunerea, retragerea versanţilor şi acumularea materialelor la baza lor (Sandu, 1998). Conform autoarei citate, condiţii favorabile pentru geneza glacisurilor au avut loc în Interglaciarul Eemian sau Riss – Würm, precum şi în perioadele periglaciare, care au urmat, când condiţiile climatice au favorizat intensificarea eroziunii laterale şi a acumulării.

În aceste situaţii, glacisurile din depresiune au avut o dezvoltare ciclică, care după ce a debutat o dată cu formarea versanţilor, prin adâncirea râurilor, s-a accentuat apoi, în condiţii geomorfologice periglaciare (criergice) (Pendea, 2005), pentru a continua, în prezent, pe seama proceselor geomorfologice actuale de pe suprafaţa versanţilor.

O situaţia aparte o reprezintă glacisurile formate pe monoclinurile cu aspect de suprafeţe cvasistructurale specifice domurilor: Delenii, Cetatea de Baltă şi Nadeş. Ele au caracter de glacisuri de revers, constituite din deluvii groase, formate în urma alunecărilor consecvente, care au afectat marnele sarmaţiene şi pannoniene (Geografia României, III, 1987).

Versanţi cu o astfel de evoluţie se întâlnesc îndeosebi în Câmpia Transilvaniei şi Podişul Târnavelor, unde sunt favorizaţi şi de asimetria generală a reliefului (fig. 6. 80). Se remarcă în acest sens versanţii suprapuşi fronturilor de cuestă ce străjuiesc

văile: Fărău, Râtului, Ozdului, Ocnișoara, Valea Lungă, Nadeș, Târnava Mare, Târnava Mică etc., la baza cărora s-au format glacisuri de versant (Josan, 1979).

Un alt tip de versant, care poate fi încadrat acestei direcții, este cel de **evoluție prin acumulare** (agradare) (Mac, 1980a). Despre aceasta, autorul citat, menționează că este condiționată de acumulările de la partea inferioară, a sectoarelor înclinate ale versanților. În cazul acestui tip evolutiv se ajunge la formarea de glacisuri bazale și suspendate, uneori chiar sub muchea interfluviilor. Ideea a fost continuată de Irimuș (1998), care menționează că pe această cale, cea a formării glacisurilor suspendate, versantul ajunge să aibă un profil în trepte. Autorul citat, menționează mai departe că, unirea glacisurilor bazale conduce la conturarea trăsăturilor văilor subadaptate (văi largi cu fund plat), mărginite de versanți cu valori moderate ale pantei. Umplerea masivă, îndeosebi a văilor de ordine inferioare, care a însemnat trecerea la relații morfodinamice de non-conlucrare și la o separare între procesele care se desfășoară în albiile râurilor și pe versanți, a avut loc ca urmare a condițiilor geomorfologice deosebite din timpul glaciarului Weichselian sau Würm (Pendea, 2005).

Pornind de la aceste afirmații, consider că evoluția prin acumulare, cel puțin pentru versanții din Depresiunea Transilvaniei, nu reprezintă decât o variată a tipului de evoluție prin retragere cu formare de glacis bazal, cu deosebirea că acesta este bine dezvoltat, urcând și acoperind cea mai mare parte a versantului. Ca exemplu, de evoluție în acest mod, sunt dați versanții din Dealurile Sicului și Dealurile Praidului (subunitatea Dealurile Bezidului).

Cele mai dezvoltate glacisuri, formate în urma unei astfel de evoluții, apar la contactul luncilor cu versanții și sub abrupturile structurale, cum de altfel se întâmplă în multe cazuri în Câmpia Transilvaniei (fig. 6. 81).

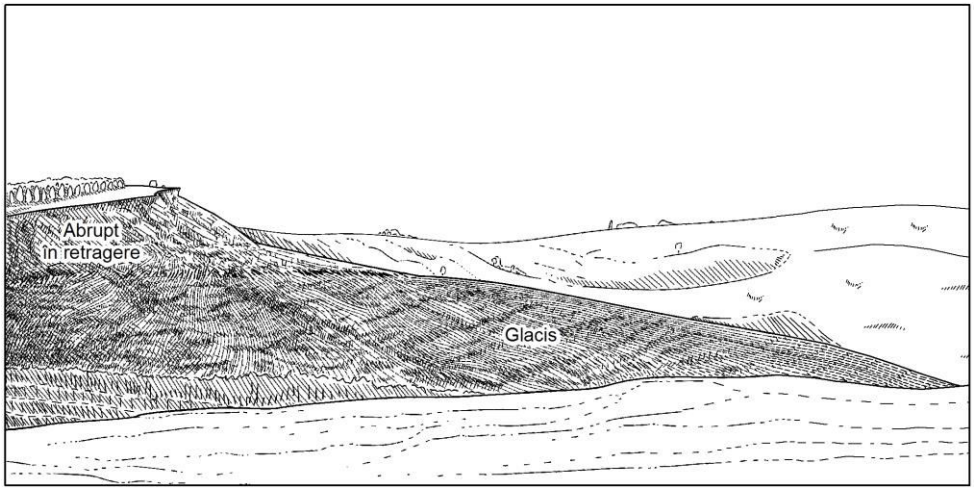


Fig. 6. 81. Evoluția prin acumulare (versantul drept al văii Lechința, în aval de Sânmihaiu de Câmpie)

În situația în care predominante sunt relațiile morfodinamice de conlucrare, între albie și versant, nu mai este posibilă acumularea materialelor, mobilizate de către procesele geomorfologice de la partea superioară, la baza versantului, sub formă de glacis; în aceste condiții **evoluția prin retragerea are loc fără formare de glacis bazal** (Jakab, 1979a) (**a doua direcție**).

Practic, materialele rezultate în urma retragerii versantului, fiind transportate în întregime, de râul care curge la baza lui, nu se mai formează o unitate morfologică și funcțională cu declivitate redusă, de tipul glacisului, la partea lui inferioară. În același timp, râul care a curs la baza versantului a avut permanent rol activ, în menținerea unei dinamici semnificative a proceselor de versant, prin subminarea bazei acestuia (Jakab, 1979a). În Dealurile Târnavei Mici, unde autorul citat a studiat versanții, pentru a deosebi acest tip de evoluție, procesele geomorfologice diferă în funcție de litologie astfel: când în substrat predominante sunt rocile argilo-marnoase se manifestă alunecările de teren, iar când majoritar sunt rocile nisipoase procesele de denudare peliculară și scurgerea concentrată a apei, prin ogașe, ravene și torenți.

În aceste condiții retragerea versantului are loc paralel cu el însuși, fără a deveni din ce în ce mai abrupt, spre partea superioară, ca în cazul precedent (Jakab, 1979a). În conformitate cu viteza de adâncire a râului și cu rocile din componența substratului, s-au format versanți cu profil drept, convex sau concav.

Astfel de versanți sunt caracteristici în perimetrul localităților Ghinești și Bezid (din Dealurile Praidului), precum și în bazinul superior al Râului Domald și pe afluenții acestuia în amonte de Viișoara (Dealurile Dumbravenilor), în cuprinsul cărora predominante sunt rocile mai dure, nisipoase (Jakab, 1979a). Pe alocuri astfel de versanți se întâlnesc și în culoarele râurilor meandrate, pe sectoarele în care acestea curg la baza versanților.

B. Evoluția prin aplatizare-teșire

La acest tip de evoluție contribuie cu precădere pluviodenudarea și creep-ul, ea fiind specifică versanților alcătuiți din roci nisipoase depuse în straturi groase (Mac, 1980a).

În urma evoluției prin teșire, partea superioară a versanților coboară și devine convexă, din cauza pierderii de sol și rocă, în timp ce partea inferioară se înalță și devine concavă (fig. 6. 82), datorită acumulării de material, segmentul rectiliniu micșorându-se până la dispariție totală (Jakab, 1983b).

Teșirea versanților determină existența unui profil de echilibru între convexitatea superioară și concavitatea inferioară, prin acțiunea erozivă a pluviodenudației, denudării peliculare și a creeping-ului (Jakab, 1983b).

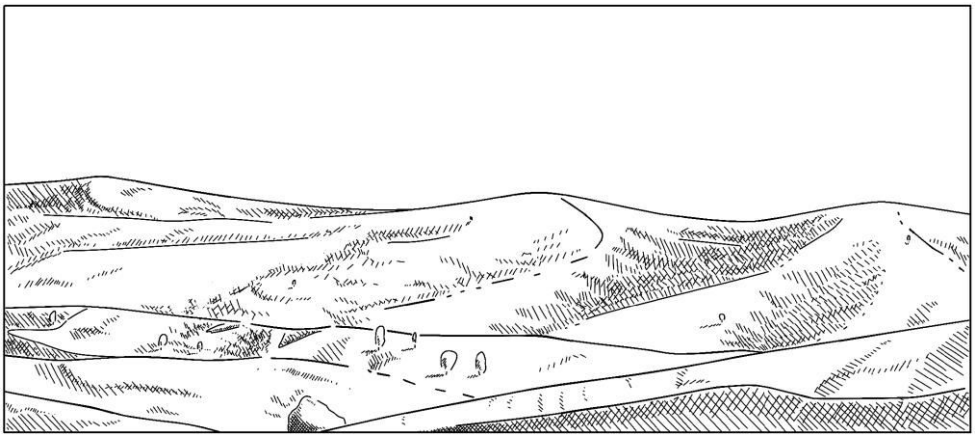


Fig. 6. 82. Evoluția prin aplatizare-teșire (versantul drept al Văii Leorința la Grebenișu de Câmpie)

C. Evoluția prin refragmentare

Ea este caracteristică suprafețelor pe care își desfășoară acțiunea erozivă, timp îndelungat, formațiunea de modelare torențială (reprezentată îndeosebi de ravene și torenți) (fig. 6. 83), alunecările de teren de tip curgere (fig. 6. 84) și curgerile noroioase. La refragmentarea versanților a contribuit modificarea nivelelor de bază, ale râurilor principale, dar și dezvoltarea unor niveluri locale de denudare, suspendate datorită prezenței unor orizonturi de roci mai dure (gresii, tufuri, calcare etc.), scoase în evidență de către eroziunea selectivă. Se poate ajunge, în acest mod, la formarea unor bazinete de eroziune suspendate (cum este în cazul versantului stâng al Arieșului între Viișoara și Hădăreni), prevăzute cu un profil în trepte, cu rol de nivel de bază local (Irimuș, 1998). Interceptarea acviferului, de către ravene și torenți, contribuie, prin permanentizarea scurgerii, la amplificarea procesului de fragmentare a versanților (Josan, 1979).

Versanții, indiferent că este vorba de cei din cadrul culoarelor de vale principale sau de cei ai râurilor secundare, au început să fie afectați de torențialitate încă din prima parte a Holocenului (Pendea, 2005). Alături de fragmentarea suprafeței versanților, manifestarea ei a determinat formarea pe scară largă a conurilor de dejecție bine dezvoltate, ce parazitează discontinuu luncile sau alte suprafețe la partea lor inferioară (Pendea, 2005), înscriindu-le evoluția în aceeași tendință de reducere a diferenței de nivel și a declivității, dintre lunci și interfluvii.

Cea mai tipică refragmentare o înregistrează versanții fronturilor de cuestă, pe care sunt prezente elemente ale formațiunii de modelare torențială (ogașe, ravene și torenți) și curgeri noroioase, din cadrul următoarelor unități morfostructurale:

Podişul Someşan, Dealurilor Târnavei Mici şi Podişului Secaşelor. De exemplu, în Dealurile Târnavei Mici, un asemenea tip de evoluţie este specific teritoriilor în care predominante sunt nisipurile pannoniene, cum este cazul văilor Lodroman, Chesler, Valea Rea, Băgaciu, Zagăr, Senereuş, Veţca sau pe versantul drept al Târnavei Mari (sectorul Dumbrăveni - Mediaş) (Josan, 1979).

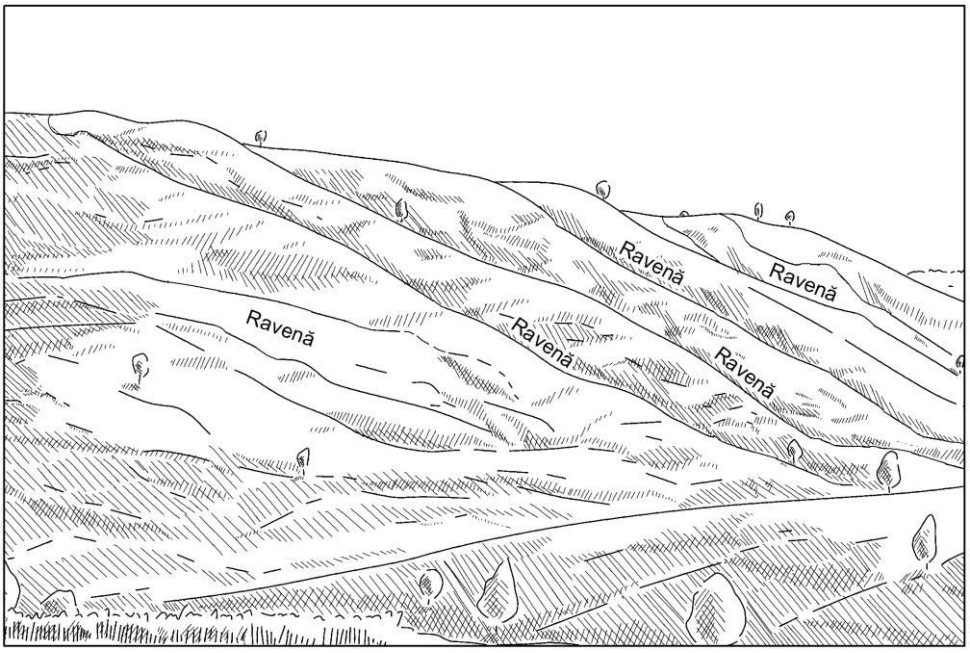


Fig. 6. 83. Evoluţia prin refragmentare datorită ravenelor (versantul drept al Văii Ugruţiului, în amonte de confluenţa cu Almaşul)

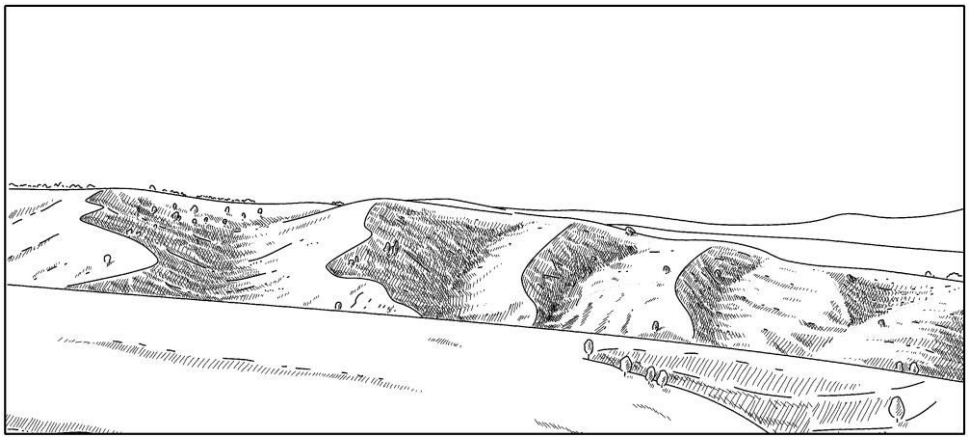


Fig. 6. 84. Evoluţia prin refragmentare datorită alunecărilor de teren (versantul stâng al Văii Fânaţelor în aval de Bobohalma)

De asemenea, în Dealurile Târnavei Mici, pe fondul prezenței nisipurilor în substrat, alături de existența alunecărilor de teren, eroziunea liniară a rețelei hidrografice a fost foarte intensă, având drept efect geneza unor văi scurte și adânci, cu un profil transversal asemănător literei V (Josan, 1979). Astfel, dacă alunecările de teren conduceau la acumularea de materiale, sub formă de glacisuri, la baza versanților, eroziunea liniară, prin intermediul văilor, a contribuit la evoluția reliefului prin fragmentarea versanților (Josan, 1979).

Adâncimea și densitatea fragmentării este foarte variată, începând de la torenți de dimensiuni reduse, vâlcele și văiugi, până la până la văi bine conturate, care pătrund adânc în frontul versantului (Josan, 1979). În dezvoltarea unor astfel de văi, un rol deosebit l-au avut și deplasările în masă, dintre care se remarcă: alunecările de teren și curgerile noroioase. Ravenele și torenții au contribuit la dezvoltarea văilor, care fragmentează versanții (fig. 6. 85 A), prin adâncirea și înaintarea regresivă a acestora, în timp ce alunecările de teren au dus la retragerea versanților acestora și lărgirea lor (Josan, 1979). Fără îndoială cele două procese s-au întrepătruns. Fie inițial s-a produs o alunecare de teren sau o curgere noroioasă, care a favorizat ulterior instalarea unui torent, fie invers, întâi torent și apoi alunecare, procesele derulându-se împreună mai departe, dar predominând cel care a întâlnit condiții mai favorabile pentru dezvoltare (Josan, 1979). Prin evoluția acestor văi, în detrimentul versanților, se ajunge, conform autorului citat, la mari complexe de desfășurare a proceselor de versant, cum sunt de exemplu Valea Glogoveț și Valea Rea (afluenți de drepata ai Târnavei Mari) și afluenții de dreapta ai Văii Idiciu și ai Văii Cund etc.

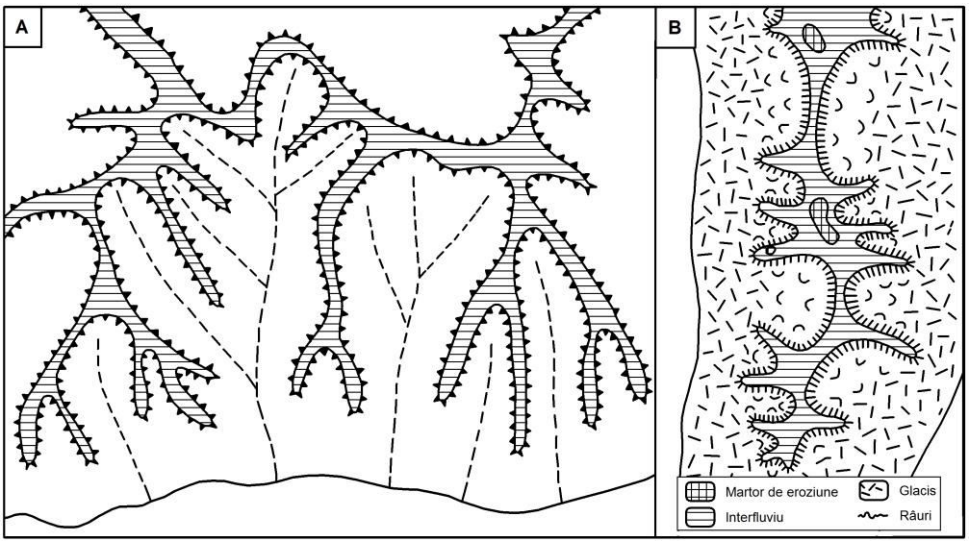


Fig. 6. 85. Evoluția versanților din Dealurile Târnavei Mici; A – prin fragmentare; B – prin retragere și teșire concomitentă (Josan, 1979, p. 91)

D. Evoluție prin retragere și refragmentare

Succesiunea condițiilor și stărilor geomorfologice, din timpul Pleistocenului superior și al Holocenului, a determinat ca unii versanți să aibă o evoluție complexă, bazată atât pe retragere, cât și pe refragmentare. Este vorba în acest sens de **evoluția prin retragere și refragmentare** (Irimuș, 1998), ce s-a manifestat atât prin procese de modelare areală (alunecări de teren și curgeri noroioase) cât și lineară (ravene și torenți). Rezultatul acesteia sunt glacisurile mixte de eroziune-acumulare, de la baza fronturilor de cuestă ori a abrupturilor de subâmpingere: versantul drept al Someșului Mic între Bonțida și Bunești, versantul stâng al Arieșului între Viișoara și Hădăreni etc. (Irimuș, 1998). Profilul actual al versanților, care au evoluat prin retragere și refragmentare, demonstrează, conform autorului citat, că eroziunea areală și cea liniară au conlucrat, rolul dominat preluându-l alternativ.

În cazul unei astfel de evoluții, morfologia suprafeței versantului relevă o combinare a proceselor de eroziune areală și lineară, iar baza lui, prin forma pe care o are, materializează acțiunea lor în formele de relief de tip glacis (Irimuș, 1998).

E. Evoluție prin teșire și retragere

Un alt exemplu, de evoluție mixtă, este cel prin **teșire și retragere**, propus de Jakab (1979a). Conform modelului evolutiv, trecerea de la abruptul în retragere sau recul, spre platoul interfluvial sau creasta dealului, se face prin intermediul unei unități morfologice și funcționale convexe (denumită și convexitate somitală), în timp ce la baza versantului se formează o ușoară concavitate, abia sesizabilă, fără acumulare importantă de material provenit de la partea superioară (Jakab, 1979a).

Autorul citat, menționează în continuare că, un astfel de tip evolutiv reprezintă o fază instabilă, în evoluția versanților, când echilibrul, care se realizează între procesele care determină retragerea paralelă și cele care determină teșirea, este unul de moment. Din acest motiv, după un anumit interval dominantă devine fie retragerea paralelă, fie teșirea, realizându-se în final unul sau altul din tipurile de versant, care sub aspect evolutiv sau succedat (teșire sau retragere) (fig. 6. 85 B).

E. Evoluția versanților cu terase și agroterase

Alături de tipurile principale de evoluție a versanților, care au fost generalizate pentru Depresiunea Transilvaniei, se mai remarcă câteva tipuri propuse de Jakab (1979a), dar care au mai degrabă o conotație locală, strict legată de prezența teraselor fluviale sau a agroteraselor. Acestea vor fi prezentate pe scurt în continuare, cu precizarea că analizate în context evolutiv general nu reprezintă decât variante locale

ale principalelor tipuri evolutive. Ele au fost propuse în urma studiilor efectuate, de către autorul citat, în Dealurile Târnavei Mici sau Dealurile dintre Mureș și Târnave Mare, așa cum le denumește în titlul articolului publicat în 1979.

Versanți terasați, neteziți prin deluvii. Depozitele de versant, formate predominat prin pluviodenudare, denudare pelicular, solifluxiune și creeping, acoperă 3 – 4 terase ale Mureșului, Târnavei Mici și Nirajului, începând cu terasa a II-a, în așa manieră încât versantul inițial terasat a primit aspectul unei suprafețe mai mult sau mai puțin uniforme (fig. 6. 86), cu aspect de glacis (glacis de versant sau glacis terasă) (Jakab, 1979a). Versanți de acest tip sunt prezenți, aproape în exclusivitate, pe stânga râurilor, în arealele cu formațiuni pannoniene (în facies argilo-marnos), având în majoritatea cazurilor expoziție nordică sau nord-estică.

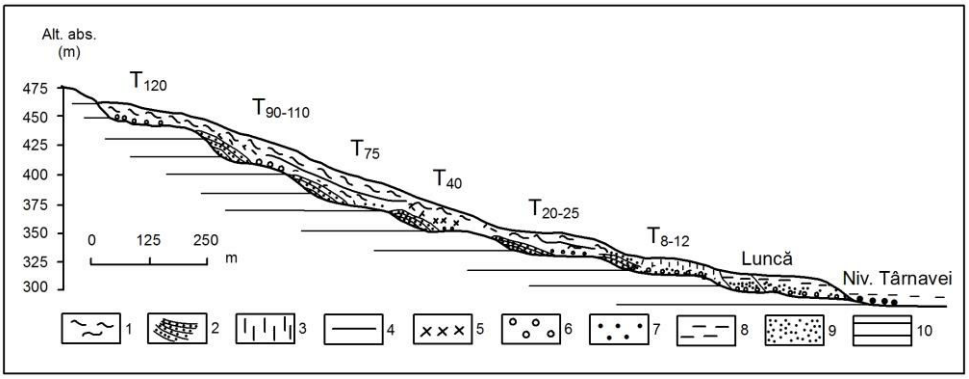


Fig. 6. 86. Profilul versantului terasat al Târnavei Mici, netezit cu deluvii, la est de Șoimuș; 1 – luturi argiloase deluviale solifluidale; 2 – deluvii cu intercalații de soluri cu orizonturi inversate; 3 – depozit de terasă neacoperit de depozite de versant; 4 – sol fosil; 5 – franjuri de semipedolite; 6 – pietriș predominant cuarțitic; 7 – pietriș predominant andezitic; mâl aluvial; 9 nisip aluvial; 10 – formațiuni pannoniene; T - terasă (Jakab, 1979a, p. 5)

Versanți terasați, neteziți prin teșire. Sub aspect morfologic se aseamănă cu tipul precedent, dar spre deosebire de aceștia nu sunt acoperiți de o cuvertură continuă de depozite de versant, ci numai de fâșii paralele, în lungul versantului, despărțite de unități de pantă ușor convexe, lipsite de cuvertură sau cu un orizont de sol subțire, frecvent trunchiat, sub care se găsește roca în stadiu incipient de alterare (Jakab, 1979a). La formarea acestui tip de versant au contribuit procese geomorfologice de tipul pluviodenudării, denudării peliculare, creep-ului și înghеț-dezghețului, dar spre deosebire de cazul precedent, fără aport de material dintr-un sector superior (Jakab, 1979a).

Materialul mobilizat, de procesele geomorfologice menționate, s-a acumulat inițial în zona de țâțână a teraselor, de unde s-a extins apoi de o parte și de alta a podului de terasă, în timp ce frunțile teraselor s-au teșit continuu (fig. 6. 87).

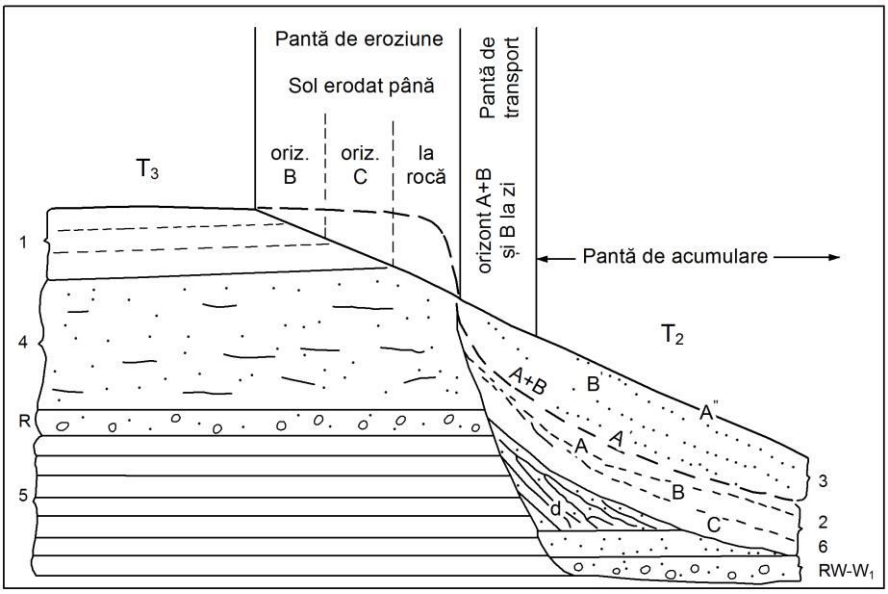


Fig. 6. 87. Netezirea versantului terasat al Târnavei Mici la Adămuș prin teșirea frunții terasei a III-a; 1 – sol brun cu orizonturi A-B-C pe terasa a III-a; 2 – sol brun pe terasa a II-a; 3 – sol cu orizonturile inversate, redepozitat pe terasa a II-a; 4 – depozitele terasei a treia; 5 – argile marnoase pliocene; 6 – depozitele terasei a II-a; R – partea inferioară rissiană a văii; RW-W partea inferioară a văii în interglaciarul Riss-Würm – începutul glaciarului Würm; d – deluviu fin stratificat (Jakab, 1979a, p. 6)

Denudarea frunților de terasă și acumularea deluviilor la țâțâna lor, determină formarea unui versant lung, sub forma de glacis ușor ondulat, compus din unități morfologice și funcționale de eroziune, transport și acumulare, care se repetă în profil de mai multe ori (fig. 6. 88).

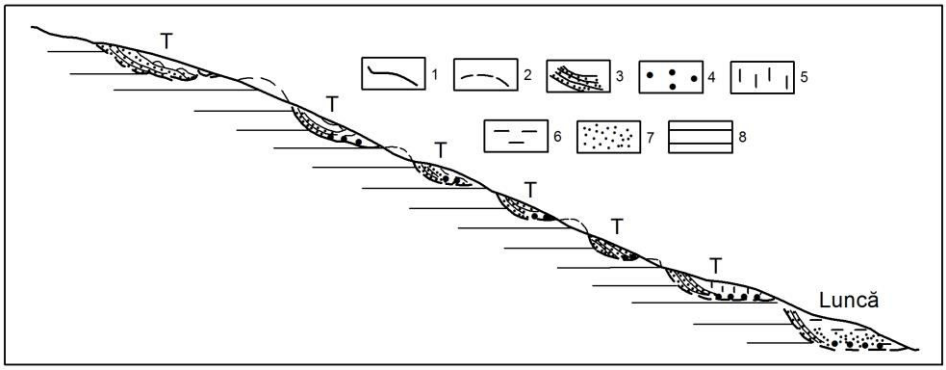


Fig. 6. 88. Versant terasat, netezit prin teșire; 1 – suprafața actuală; 2 – suprafața inițială; 3 – deluviu fin stratificat; 4 – pietriș de terasă; 5 – lut nisipos pe terasa a doua; 6 – mâl aluvial; 7 – nisip aluvial; 8 – formațiuni pannoniene; T – terase îngropate (Jakab, 1979a, p. 7)

Terasele superioare, în cele mai multe cazuri, au fost complet distruse prin acest proces de teşire, ori s-au păstrat numai sub formă de umeri (Jakab, 1979a).

Versanţii terasaţi şi neteziţi prin teşire se întâlnesc la fel ca şi cei neteziţi prin deluvii îndeosebi pe partea stângă a râurilor principale: Mureş (la Târgu Mureş şi Cornești pe Mureş), Târnava Mică (la Dumitreni, Agrișteu, Șoimuș, Târnăveni şi Adămuș) şi Niraj (la Gălățeni şi Vălenii) (Jakab, 1979a).

Versanţi cu terase inferioare îngropate sunt specifici afluenţilor direcţi ai Mureşului şi Târnavei Mici (Beica, Petrilaca, Călușeri, Pocloș, Cerghid, Cucerdea, Oaia, Loț, Ghegheș, Vețca, Nadeș, Domal, Cund, Sântioana, Bede etc.), care şi-au format terase pe anumite sectoare, dar care în timpul ultimului glaciar şi după aceea, neavând însă debit suficient, pentru evacuarea cantităţilor considerabile de materiale provenite de pe versant (datorită proceselor de pluviodenudare, denudare peliculară şi solifluxiune), au permis acumularea lor la baza versantului sau chiar în luncă (Jakab, 1979a). În aceste condiţii depozitele provenite de pe versant au ajuns să acopere terasele inferioare şi uneori lunca. Din acest motiv, terasele văilor respective nu mai pot fi distinse, ca trepte morfologice, întregul versant prezentând o pantă cu profil echilibrat, în care pot fi evidenţiate trei unităţi morfologice şi funcţionale specifice: convexitatea superioară sau suprafaţa pe care are loc eroziunea, unitatea rectilinie cu rol de transport şi concavitatea bazală sau suprafaţa pe care are loc acumularea (fig. 6. 89).

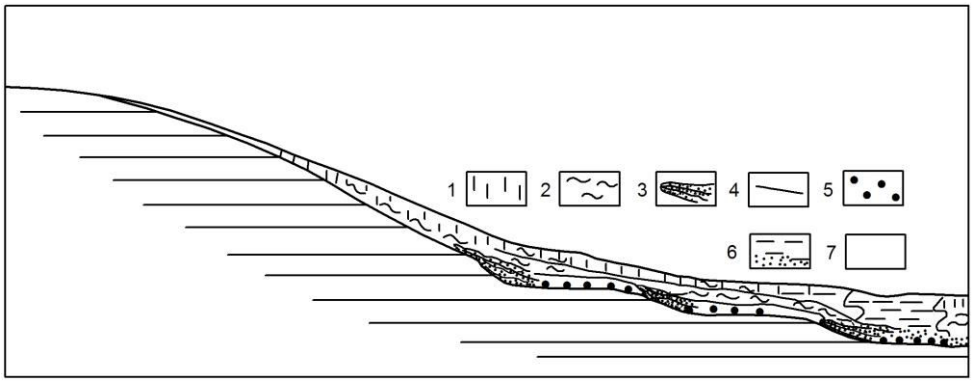


Fig. 6. 89. Versant cu terase inferioare îngropate; 1 – argilă lutoasă deluvială; 2 – lut argilos solifluidat; 3 – deluvii cu stratificaţie ritmică fină; 4 – benzi de soluri fosile; 5 pietriș fluvial; 6 – mâl aluvial; 7 – formaţiuni pannoniene (Jakab, 1979a, p. 8)

Depozitele de versant, care au parazitat terasele din văile menţionate, au rezultat în urma proceselor de solifluxiune, pseudosolifluxiune, pluviodenudare şi denudare peliculară, concomitent cu fazele de colmatare a văilor de deraziune (Jakab, 1979a).

Partea de versant situată deasupra teraselor îngropate, atât pe văile principale, cât şi pe cele secundare, a evoluat în general prin teşire sub efectul proceselor criogene, de solifluxiune, pluviodenudare şi alunecări superficiale.

Versanţii cu agroterase. Lucrarea terenurilor agricole, secole întregi, pe suprafeţe înclinate de tipul versanţilor, de-a lungul curbelor de nivel, a determinat cu timpul formarea de agroterase, cu taluze menţinute înţelenite şi platforme cu teren arabil. S-a ajuns astfel ca versanţii, de la partea inferioară spre cea superioară, să fie transformaţi într-o catenă de trepte înguste şi foarte asemănătoare între ele, încât nu mai permit reconstituiri ale morfologiei anterioare formării lor (Jakab, 1979a). În cazurile în care au fost utilizate corespunzător dintre procesele geomorfologice, care se manifestă pe astfel de versanţi, se remarcă creep-ul, pluviodenudarea şi scurgerea apei.

Agroterasarea versanţilor a avut loc pe suprafeţe extinse acolo unde în substrat au predominat nisipurile, aşa cum este de exemplu în Dealurile Bezidului - partea vestică a Dealurilor Praidului - (la: Sălaşuri, Veţca, Trei Sate, Roua), în Dealurile Viişoarei (la Viişoara, Cund şi Ormeniş), în Dealurile Nadăşului (la Pipea, Măgheruş şi Senereuş) şi în Dealurile Ghineştiului (la Neaua şi Abud). Comparativ cu aceste locaţii, pe versanţii alcătuiţi dintr-un substrat argilo-marnos agroterasele se întâlnesc doar pe alocuri, datorită susceptibilităţii terenului la alunecări, aspect sesizat de agricultori încă din cele mai vechi timpuri (Jakab, 1979a).

Versanţi agroterasaţi există şi în celelalte unităţi morfostructurale ale depresiunii: Podişul Someşan, Dealurile Târnavei Mici, Podişul Hârtibaciului, Podişul Secaşelor etc.

Concluzii evoluţie versanţi. Dacă se acceptă că iniţial, o dată cu adâncirea văilor în suprafaţa primordială a depresiunii, aproape toţi versanţii aveau un profil drept şi evoluau prin retragere paralelă cu ei înşişi, din urmărirea tipurilor evolutive prezentate, se observă că doar în cazul unuia, se mai poate recunoaşte o astfel de evoluţie, în timp ce în restul situaţiilor, acumularea materialelor bazale, a acoperit din ce în ce mai mult secţiunea activă a versantului. Eroziunea care s-a derulat şi imposibilitatea evacuării în totalitate a materialelor rezultate, au determinat modificări ale profilul versanţilor, care de la unul drept şi accentuat înclinat, prin schimbarea raportului denudare-evacuare (care din subunitar a devenit supraunitar), s-a transformat într-unul concav, prin formarea de glacisuri bazale. Transformarea s-a resimţit şi în procesul scurgerii de suprafaţă, care, datorită reducerii valorii înclinării, a diminuat, locul ei fiind luat de către infiltraţie (Petrea, 1998).

Substratul Depresiunii Transilvaniei, supus în permanentă agenţilor, proceselor şi mecanismelor de modelare, care sub aspectul ritmului şi intensităţii au acţionat diferenţiat în timp şi spaţiu, nu a rămas indiferent, răspunsul său, fiind materializat în tipurile evolutive de versanţi, care pot fi recunoscute pe teren.

În realitate este însă dificil sau chiar imposibil de găsit un versant care să fi evoluat strict numai prin una dintre modalitățile propuse mai sus. În depresiune însă, diversele tipuri de evoluție fie au alternat în timp și spațiu, fie s-au combinat în mod variat, în funcție de intervenția unor factori, dintre care se remarcă: declivitatea și înălțimea versantului, natura substratului geologic, structura, expoziția, condițiile climatice, tipul de vegetație, profilul versantului etc. (Jakab, 1979a).

La baza majorității versanților din depresiune, corelat cu tipul de evoluție al acestora, s-au acumulat depozite specifice sub forma unor glacisuri. Ele au aspectul unor suprafețe ușor înclinate, care s-au format prin procese de acumulare în condiții geomorfologice periglaciare și temperate. Glacisurile sunt considerate rezultatul retragerii lente a versanților, constituind în același timp suprafețe de racord, acoperite cu depozite deluviale, ajunse la o pantă generală de echilibru dinamic (Geografia României, I, 1983).

Formarea glacisului, indiferent de forma sub care se prezintă (bazal-continuu, discontinuu cu sectoare intermediare suspendate, glacisuri de terasă etc.) constituie o caracteristică comună a majorității absolute a versanților din depresiune, nelipsind nici situații când acesta nu este prezent sau este extrem de slab conturat, din cauza unor procese intense de evacuare aluvială (Pendea, 2005).

Concluzii versanți. Formarea și evoluția unui versant este reglată de procesele care au loc pe suprafața lui și de cele din cadrul albiei limitrofe, toate acestea fiind influențate la rândul lor de condițiile tectonice și climatice. De exemplu, subminarea unui versant de către un râu, care erodează în adâncime și lateral, în tendința de atingere a nivelului de bază, determină surpări de mal, de la care se propagă apoi unde de instabilitate geomorfologică pe suprafața versantului, care favorizează alunecările de teren. Acestea din urmă, prin dinamica și forma lor, sunt în măsură să modifice dinamica altor agenți, ce acționează pe versant, așa cum se întâmplă cu scurgerea apei, care dezvoltă rigole, ogașe și ravene, pe suprafețele afectate de alunecări de teren.

Dinamica actuală a versanților reprezintă de fapt o continuare a modelării din timpul Pleistocenului superior și al Holocenului inferior, realizată prin procese și mecanisme asemănătoare, dar la parametrii specifici actualului mediu morfogenetic.

Cu toate că în cazul versanților este vorba de o continuare a morfodinamicii anterioare, nu înseamnă că sunt întrunite condiții pentru geneza aceloraşi forme de relief sau chiar dacă aceasta se întâmplă, ele nu mai au aceleași dimensiuni. Există în acest sens, așa cum am mai notat, două categorii de versanți: în prima se înscriu cei la nivelul cărora modelarea actuală o continuă pe cea din Pleistocenul superior și Holocenul inferior, prin intermediul aceloraşi procese și forme (scurgerea apei, ravene, torenți, alunecări de teren etc.), dar la intensități și dimensiuni mai reduse, pentru ca a doua să fie specifică versanților în cuprinsul cărora morfodinamica actuală o continuă pe cea anterioară, dar fără să mai fie întrunite condiții pentru

geneza aceloraşi forme de relief (alunecări de teren de tip glimee, văi de deraziune, forme de solifluxiune etc.), ele fiind doar remodelate de către procesele actuale de tipul pluviodenudării, denudării peliculare, scurgerii concentrate a apei, alunecărilor de teren în brazde şi lenticulare.

Versanţii din depresiune, alături de albiile din apropierea lor şi de interfluvii, se reunesc în complexe geomorfologice de tipul celor vale-versant, care prin gruparea lor teritorială, dau nota de specificitate a peisajului geomorfologic transilvănean.

6.3.5. Văile

Introducere. Ele reprezintă formele de relief care oferă cele mai veridice informaţii despre anvergura modelării fluviale a unui teritoriu.

Fără nicio îndoială cele mai comune şi complexe forme de relief, din Depresiunea Transilvaniei, sunt văile. Cu toate acestea ele rareori sunt definite ca atare şi în mod ciudat, tind să fie trecute cu vederea, ca forme de relief (Huggett, 2005), atunci când se abordează morfologia diverselor unităţi morfostructurale.

În acest capitol văile nu vor fi abordate nominal, pentru o prezentare de detaliu a morfologiei lor, deoarece s-a făcut acest lucru, sub anumite aspecte, îndeosebi pe parcursul capitolelor 2 şi 4, ci va fi expusă problematica lor, la nivel general, pentru a evidenţia că ele reprezintă cele mai complexe forme de relief din depresiune, în componenţa cărora se regăsesc toate formele de relief, prezentate deja în capitolul dedicat reliefului fluvial (albii, lunci, terase, glacisuri, versanţi cu toate formele lor de detaliu etc.).

Reţeaua hidrografică a depresiunii, cea care a format văile, a constituit forţa cea mai importantă a modelării reliefului, motorul care a dirijat întregul ansamblu de procese complementare: surpări, alunecări de teren, eroziunea regresivă pe versanţi a formaţiunii de modelare torenţială, deschiderea pânzelor freatice, dinamica hidrocarstică etc. (Coteţ, 1973). Densitatea văilor şi dimensiunea lor, conform autorului citat (lungime, lăţime, adâncime etc.) indică energia, vârsta şi evoluţia reţelei hidrografice.

Studierea formei de relief provenită în urma dinamicii albiilor, în timp îndelungat, evidenţiază că procesul dominant este cel de eroziune, ca efect al interacţiunii apei curgătoare cu substratul.

Această afirmaţie este susţinută şi de faptul că, în urma persistenţei unei albii, pe acelaşi traseu, o perioadă îndelungată, rezultă o formă de relief complexă, denumită vale fluvială. Ea este rezultatul adâncirii şi migrării laterale a albiei, pe fondul unor condiţii tectonice şi climatice favorabile. Alături de procesele geomorfologice din cadrul albiilor, la dezvoltarea văilor contribuie şi procesele care au loc pe suprafaţa versanţilor. Mai trebuie menţionat că chiar dacă văile sunt forme

de relief de eroziune, la geneza lor contribuie din plin procesele de transport, fără de care nu ar fi posibilă evacuarea materialelor erodate, precum şi cele de acumulare, dovadă stând numeroasele forme de relief de detaliu, din componenţa văilor, la geneza cărora, aceste procese au avut un rol decisiv; mă refer aici la: terase, lunci, glacisuri, conuri de dejecţie etc.

Elementele definitorii ale unei văi, din Depresiunea Transilvaniei, pornind de la partea inferioară spre cea superioară, sunt: albia, lunca, terasele, glacisul şi versanţii (fig. 6. 90). Nu este obligatoriu ca toate elementele menţionate să fie prezente în secţiunea transversală a unei văi; unele pot lipsi, iar altele se pot repeta. Urmărite în profil transversal, acestea diferă de la un sector la altul, în funcţie de structură, litologie, stadiu de evoluţie, modul de formare al văii etc.

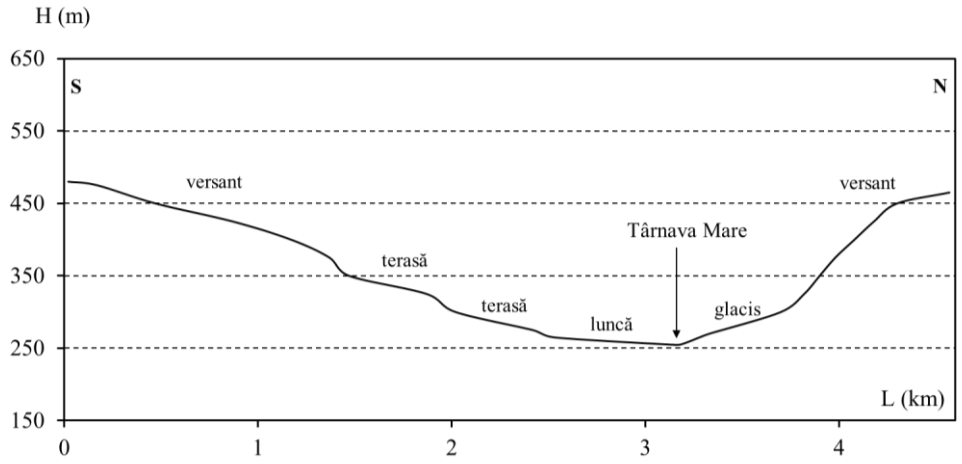


Fig. 6. 90. Elementele unei văi din Depresiunea Transilvaniei (Valea Târnavei Mari la Micăsasa)

Forma şi dimensiunile unei văi diferă în funcţie de calibrul râului, alcătuirea substratului geologic, stadiul de evoluţie şi alţi factori locali (Blaga et al., 2014).

Văile din depresiune au dimensiuni diferite în profil longitudinal şi transversal, începând de la câteva sute de metri (văile de ordinul 1 şi 2 în sistemul Horton-Strahler), la peste 100 km de kilometri lungime şi peste 5 km lăţime, aşa cum este în cazul celor carpatice, care traversează spaţiul depresionar: Someşul împreună cu Someşul Mare şi Mic, Mureşul împreună cu Arieşul, Târnava Mare, Târnava Mică şi Oltul cu Cibinul.

Asimetria reprezintă principala caracteristică a văilor din depresiune. Ea este mai evidentă la văile principale, comparativ cu cele ordine inferioare, fiind în acelaşi timp şi rezultatul vizibil al adâncirii râurilor în depozitele monoclinale sau cutate. Practic cu cât un râu s-a adâncit mai mult, pentru a forma o vale, cu atât el a evidenţiat mai mult structura, de unde şi asimetria respectivă.

Asimetria este mai accentuată în cadrul văilor, care au unul dintre versanți sub forma unui front de cuestă, ca rezultat al eroziunii diferențiate, pe depozite monoclinale sau boltite sub formă de dom. Asimetria culoarelor de vale este accentuată, de cele mai multe ori, și de dispunerea teraselor fluviale, care de obicei sunt mai dezvoltate, doar pe una din părțile culoarului, ca rezultat al abaterii râurilor spre ariile subsidente sau ca efect al unor ridicări tectonice neuniforme.

Versanții văilor asimetrice au morfologii și declivități diferite, fiind poziționați de cele mai multe ori la distanțe inegale față de albie. La astfel de văi s-a ajuns din cauze litologice (duritatea diferită a rocilor determină ca versantul alcătuit din roci mai dure să fie mai stabil, comparativ cu cel alcătuit din roci friabile, care va evolua mai rapid), structurale (structurile monoclinale favorizează abaterea râurilor pe fețele straturilor, conform declivității), expoziționale (versanții însoriți, cu expunere sudică și sud-vestică, sunt afectați de mai multe cicluri gelive decât ceilalți, fapt care determină o degradare mai rapidă a lor), tectonice, hidrologice (aporturi hidrografice numai dintr-o parte, așa cum este în cazul Oltului în Depresiunea Făgăraș, care este împins spre nord de afluenții de stânga, ce vin din unitatea montană, cu debite însemnate cantitativ, comparativ cu cei de dreapta care vin din Podișul Hârtibaciului, care au debite scăzute și uneori caracter temporar) etc.

Tipuri de văi. Cu toate că văile din Depresiunea Transilvaniei pot fi clasificate în funcție de numeroase criterii (forma profilului longitudinal și transversal, tipul unității de relief în care se dezvoltă, stadiul de evoluție, tipul de structură geologică, dispunerea față de aliniamentele geologice etc.), consider, în contextul de față, că cel mai relevant criteriu este cel al locului unde își are izvorul râul care le drenează. Conform acestuia văile sunt de două tipuri: drenate de râuri care vin din Munții Carpați și drenate de râuri care se formează în depresiune. Am ales acest criteriu pentru o mai bună distincție între văile principale, văi complexe sub aspectul formelor de relief din cadrul lor, și văile autohtone, oarecum mai puțin evoluate și dependente în mare parte de procesele de la nivelul versanților care le delimitează. Mai trebuie precizat că, în categoria văilor drenate de râuri care provin din Munții Carpați se încadrează doar cele principale, cu debite semnificative, la intrarea în depresiune, și nu orice râu care după ce curge câțiva kilometri în munte ajunge în spațiul depresionar.

În categoria văilor formate de râurile care vin din Munții Carpați se remarcă următoarele: Valea Someșului Mare, Valea Someșului Mic, Valea Someșului, Valea Șieului, Valea Mureșului, Valea Arieșului, Valea Târnavei Mari, Valea Târnavei Mici, Valea Târnavei, Valea Oltului, Valea Homorodului, Valea Cibinului etc. Majoritatea acestor văi, înainte de vărsare, în colectorii care le adună apele, sau înainte de ieșirea din depresiune au ordinul, mai mare de 6 (în sistemul Horton Strahler).

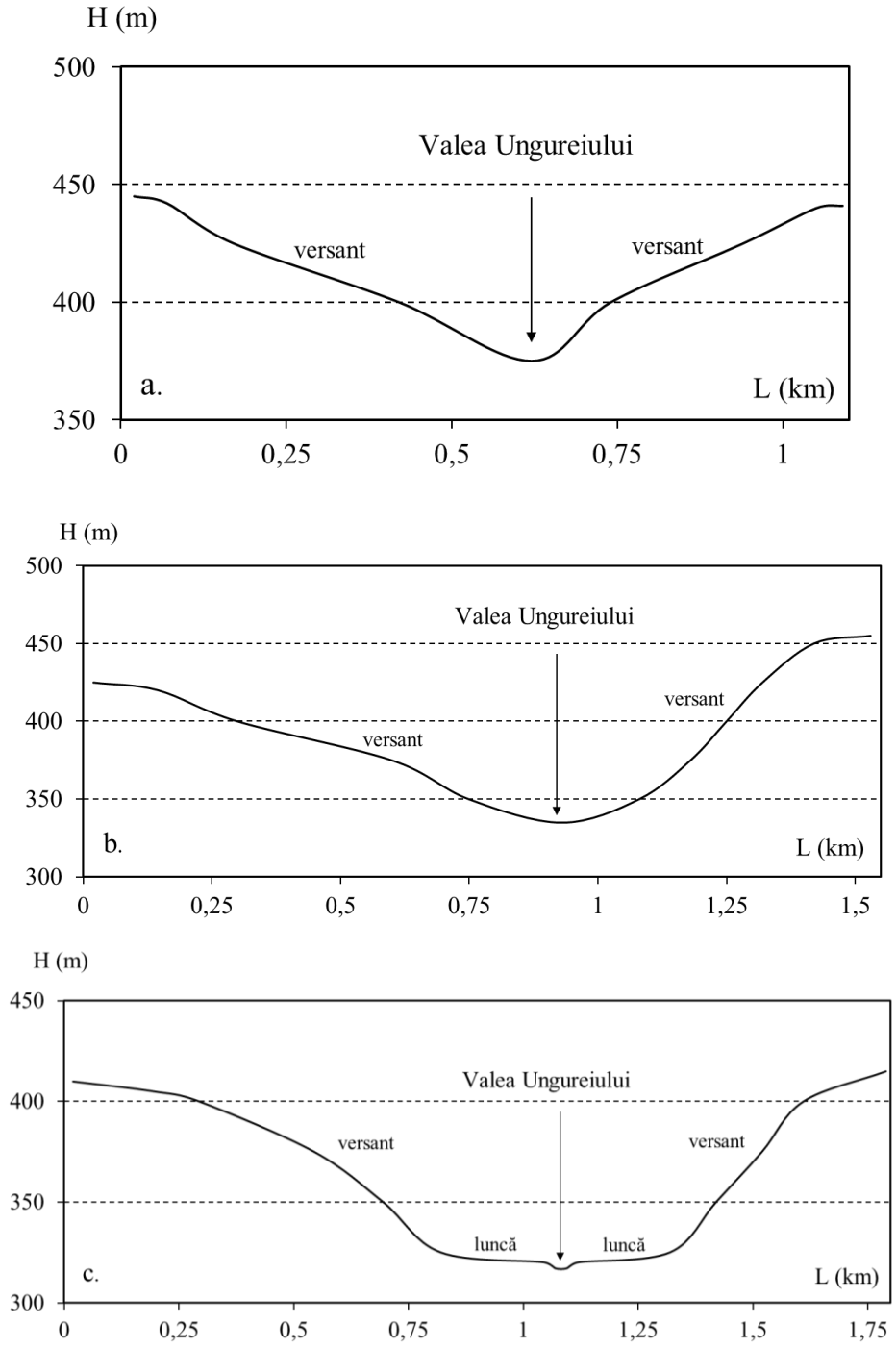


Fig. 6. 91. Profile geomorfologice transversale prin Valea Ungureiului; a. de ordinul 1; b. de ordinul 2; c. de ordinul 3, în sistemul Horton-Strahler

La rândul lor văile formate de râuri organizate doar în spațiul depresionar sunt mult mai numeroase, începând de la cele de ordine inferioare (1, 2 şi 3 în sistemul Horton Strahler), până la cele de ordinul 4 (Valea Mare, Fărău, Cuşmed, Şimişna, Olpret, Sărata, Felmer, Goagiu, Racilor, Ticuş, Pănade, Paloş, Veţca etc.), ordinul 5 (Amlaş, Luduş, Visa, Comlod, Nadăş, Luţu, Secaşul Mic, Saschiz, Meleş, Borşa, Pârâul Nou, Luna, Sălătruc, Balta, Cincu, Laslea, Poiana, Brâglez, Unirea etc.) şi ordinul 6 (Hârtibaciu, Fizeş şi Dipşa) (Roşian, 2011).

Diferența majoră între cele două tipuri de văi este dată de formele de detaliu, a reliefului fluvial (lunci, terase, versanți etc.), existente în cadrul lor.

De exemplu, în profilul unor văi formate de râuri de ordine inferioare (1, 2 şi 3) alături de albie şi luncă sunt prezenți doar versanții (fig. 6. 91).

O situația aparte o reprezintă văile foarte dezvoltate, de ordinul 1, din Câmpia Transilvaniei sau din Podișul Târnavelor. În componența lor, alături de un talveg, aproape inexistent, pe care apa nu se scurge decât la ploi însemnate cantitativ şi topirea zăpezilor, se remarcă doar prezența versanților (fig. 6. 92). La baza acestora, în lipsa unei evacuări a materialelor provenite de la partea superioară, se formează glacisuri extinse, de unde aspectul de covată a văilor.

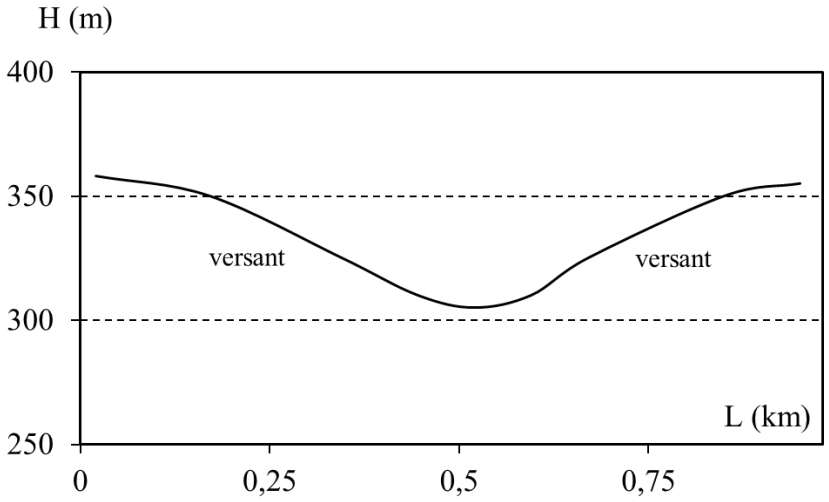


Fig. 6. 92. Profil geomorfologic transversal printr-o vale de ordinul 1 din bazinul Fizeşului

Studiile întreprinse în Câmpia Transilvaniei (Pendea, 2005), prin intermediul cărora au fost analizate aceste văi sub aspectul densității, formei, lungimii, pantei, caracterului direcției fluviale şi natura formațiunilor superficiale care le însoțesc, au permis ajungerea la concluzia că, formarea lor s-

a datorat inițierii unui proces generalizat de torențialitate în depresiune, care a funcționat sigur la începutul Holocenului, dar și pe parcursul Pleniglaciarului (Weichselianului mijlociu sau Würm-ul mijlociu).

Astfel de văi se deosebesc mult de cele prin care are loc în prezent drenajul a apei, în Câmpia Transilvaniei, nu numai prin absența scurgerii organizate, ci și prin particularitățile morfometrice, geometria bazinului și caracterele inciziei și ale organizării rețelei de obârșie (Pendea, 2005). În cazul acestor văi seci, conform autorului citat, forma bazinului este aproape fără excepții un oval, mai mult sau mai puțin elongat, lungimea talvegului principal depășind rareori 2-3 km, ceea ce sugerează existența în momentul formării lor a unei rețele tipic torențiale.

Acestor văi le este specifică supraînălțarea continuă a paturilor de albie, cu materiale provenite de pe versanți, datorită incapacității curenților de apă de a prelua (Mac și Pendea, 2002), în scurtele perioade când totuși se înregistrează scurgere.

În cazul văilor formate de râuri de ordine superioare (4, 5 și 6) alături de albie, luncă și versanți există și una sau două terase (fig. 6. 93). Sub aspect morfologic ele fac oarecum tranziția între văile de ordin inferior (1, 2 și 3) spre cele de ordin superior, dar de proveniență carpatică. Acest fapt indică o capacitate sporită de a modela fluvial depresiunea și pentru râurile alohtone, chiar dacă ele nu a ajuns la anvergura celor carpatice.

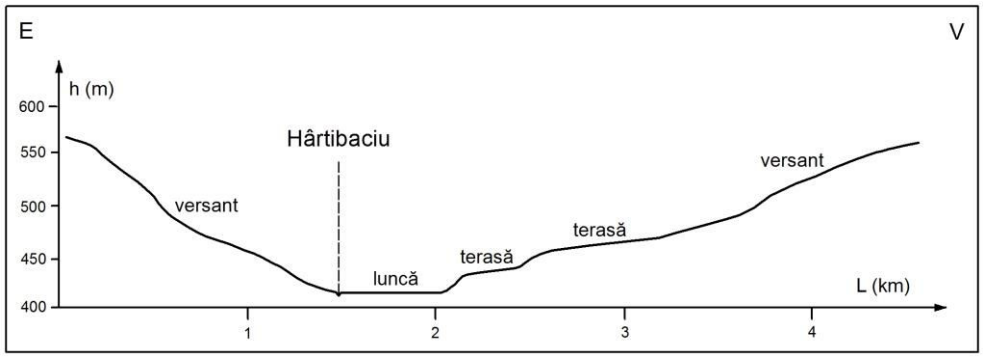


Fig. 6. 93. Profil geomorfologic transversal prin Valea Hârtibaciului la Alțâna

La rândul lor, văile formate de râuri care vin din Munții Carpați au un relief fluvial complex și etajat corespunzător, începând cu formele de albie, apoi cu lunca și terasele, pentru a se continua cu versanții (fig. 6. 90).

Unele văi principale, în conformitate cu evoluția îndelungată ce le caracterizează, dar și prin aportul factorului tectonic, au ajuns la dimensiuni considerabile, motiv pentru care au primit aspect depresionar: Valea Lăpușului în Depresiunea Lăpuș, Valea Oltului în Depresiunea Făgăraș, Valea Cibinului în Depresiunea Sibiu, Valea Arieșului în Depresiunea Turda – Câmpia Turzii etc.

Diferențele existente, între tipurile de văi menționate, exprimă cel mai bine modul în care a avut loc geneza reliefului fluvial din depresiune. În același timp, ele mai denotă că, dezvoltarea rețelei de văi a avut loc pornind dinspre văile principale, posesoare a unor râuri cu debite semnificative, procurate din Munții Carpați, spre suprafețele de teren, unde modelarea fluvială, în funcție de condițiile climatice, era probabil doar sezonieră și bazată pe debite reduse, cu regim intermitent.

Timpul scurs, de la ultima exondare a depresiunii și până în prezent, a îngăduit, pe fondul scurgerii apei prin albii de râuri, geneza unui relief complex. Acesta se suprapune peste cea mai mare parte a spațiului depresionar, conferindu-i nota de specificitate. Ea constă în existența unui relief fluvial, format în urma adaptării rețelei hidrografie, pe fondul variațiilor climatice și a intervenției antropice, la: tectonică, structură și litologie.

Diferențieri teritoriale ale dispunerii văilor în Depresiunea Transilvaniei. Alternanța culoarelor de vale și a interfluviilor prezintă diferențe semnificative, de la o subunitate morfostructurală la alta, în funcție de modul cum au conlucrat principalele variabile responsabile de geneza reliefului fluvial. Surprinderea acestora s-a realizat utilizând modele digitale de elevație (DEM-uri). S-a recurs la reprezentarea tridimensională, deoarece permite redarea, la un grad ridicat de expresivitate, a trăsăturilor de ansamblu ale reliefului, din care se pot deduce caracteristicile morfologiei fluviale, ale stadiului de evoluție, ale conservării sau degradării unor forme de tipul interfluviilor, considerate ca resturi ale suprafeței primordiale ale depresiunii.

În continuare vor fi prezentate pe scurt zece exemple, de dispunere a văilor și a interfluviilor, din principalele unități morfostructurale ale depresiunii: estul Podișului Someșan (Dealurile Clujului și Dejului - compartimentul dintre Valea Luna și Valea Olpretului), nord-vestul Câmpiei Transilvaniei (Dealurile Unguraşului), partea central-sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpiei Sărmaşului), Dealurile Târnavei Mici (Dealurile Blajului), nord-vestul Podișului Hârtibaciu (Dealurile Șoalei), partea nordică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Roandolei), partea central-sudică a Podișului Hârtibaciu (Dealurile Cincului), partea nordică a Podișul Secașelor (Podișului Cergăului), partea centrală a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Dealurile Praidului și Dealurile Odorheiului) și Masivul Feleacului.

Din urmărirea acestora, chiar și la nivel de culori, care exprimă diferențele altitudinale, se poate observa modul în care rețeaua hidrografică a contribuit la sculptarea reliefului fluvial actual, în detrimentul celui preexistent inițial, după ultima exondare de la sfârșitul Pannonianului.

a. Pentru partea estică a Podișului Someșan (**Dealurile Clujului și Dejului** - compartimentul dintre Valea Luna și Valea Olpretului), se observă dispunerea radială a văilor și a interfluviilor care le însoțesc (fig. 6. 94), pornind din nodurile

orografice menținute la altitudini de peste 600 m (Dealul Bobâlna, 689 m), datorită prezentei orizonturilor de tufuri vulcanice (Tuful de Dej). Modelarea substratului de către o rețea hidrografică raportată la nivelul de bază de la Dej, a determinat reducerea platourilor interfluviale inițiale la creste de intersecție, mărginite de versanți afectați de numeroase alunecări de teren.

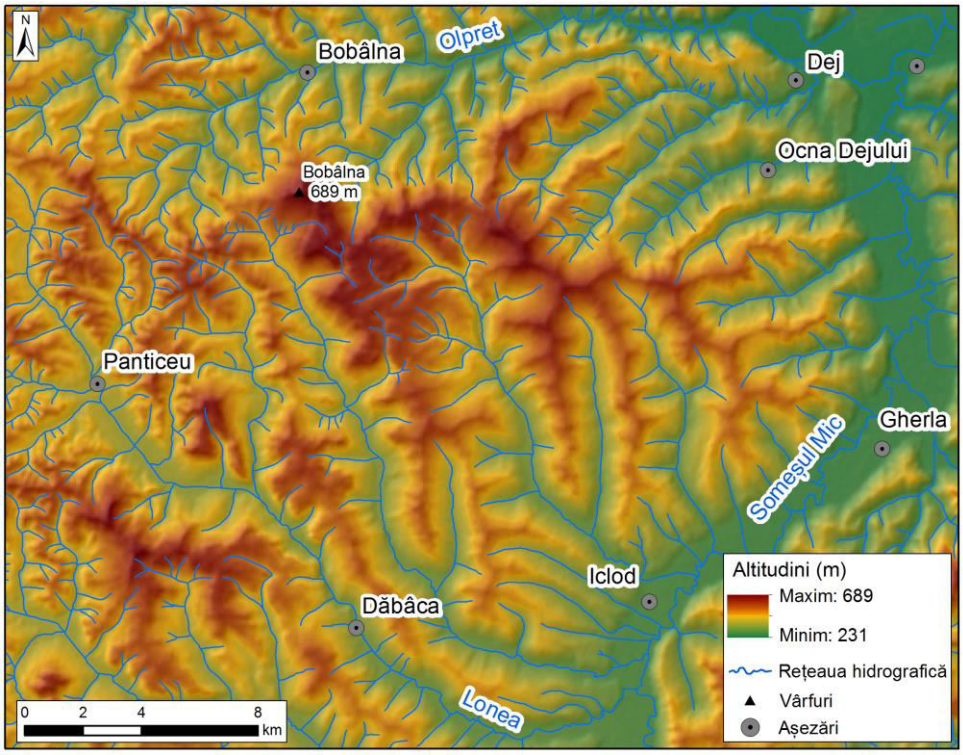


Fig. 6. 94. Dispunerea văilor din partea estică a Podișului Dealurile Clujului și Dejului (compartimentul dintre Valea Olpretului și Valea Lonea)

b. În partea nord-vestică a Câmpiei Transilvaniei (**Dealurile Ungurașului**), unde este prezent compartimentul cel mai ridicat altitudinal al acestei unități (Dealul Dumbralivezi, 638 m), modelarea substratului, de către rețeaua hidrografică, a avut loc pe de o parte prin raportarea la același nivel de bază coborât, de la Dej, iar pe de alta prin adaptarea la structură. În consecință a rezultat un relief fluvial labirintic (fig. 6. 95), în cadrul căruia se remarcă văile Batin și Unguraș, care prin adaptare la structură au determinat fragmentarea anticlinalelor diapire și scoaterea la zi a orizontului de sare. De asemenea, prezența unor diferențe de nivel de peste 300 m între interfluvii și lunci este favorizată și de prezența rocilor friabile de tipul marnelor și argilelor.

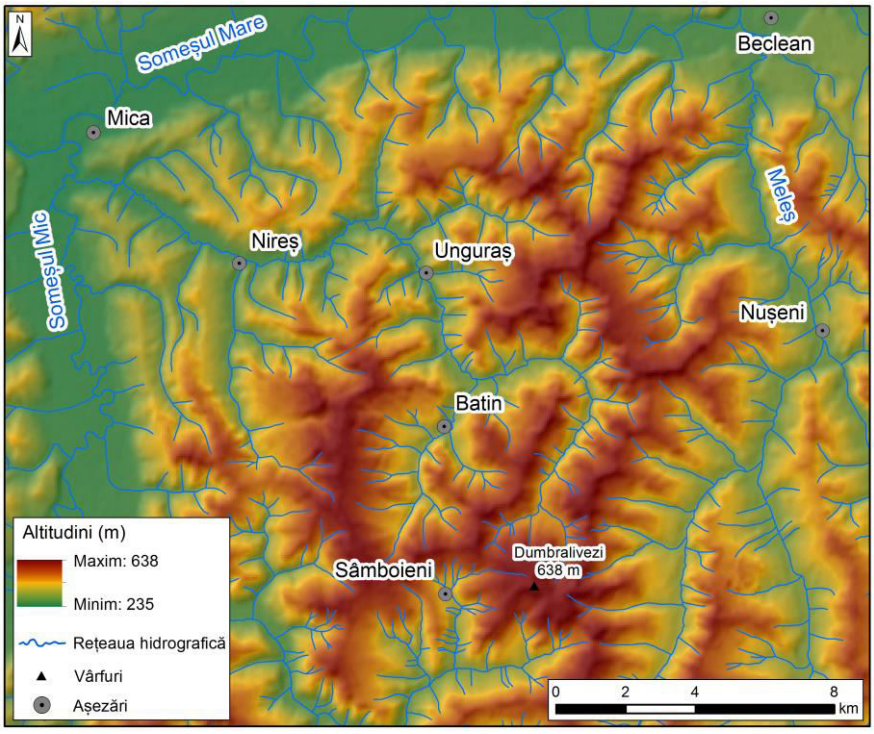


Fig. 6. 95. Dispunerea văilor din nord-vestul Câmpiei Transilvaniei (Dealurile Ungurașului)

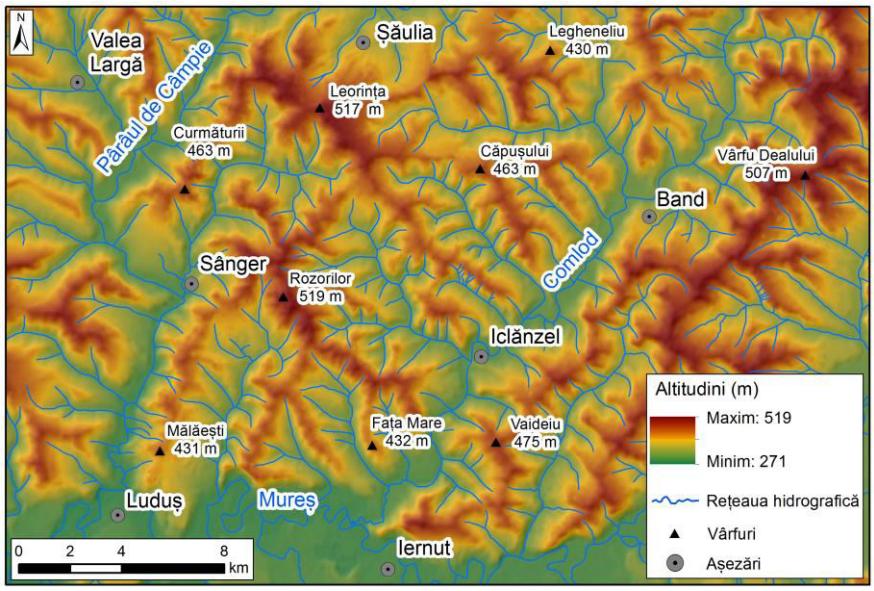


Fig. 6. 96. Dispunerea văilor din partea central - sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Sărmașului)

c. Comparativ cu situația din nord-vest, în partea sudică a Câmpiei Transilvaniei (**Câmpia Sărmașului**) relieful fluvial este unul mult mai uniform și mai lipsit de contraste. În aceste condiții culoarele de vale sunt largi (fig. 6. 96) și mărginite de versanți, la baza cărora s-au format glacisuri alcătuite din materiale provenite de la partea lor superioară. La menținerea unor altitudini inferioare valorii de 500 m a contribuit și litologia, reprezentată îndeosebi de marne, șisturi marnoase, argile și nisipuri.

d. Dintre situațiile tipice, de adaptare a rețelei hidrografice la structură, existente în Dealurile Târnavei Mici, se remarcă cea din partea vestică a acestora, denumită **Dealurile Blajului**. De ea este răspunzătoare prezența domului de la Tăuni (fig. 6. 97) situat în partea centrală, precum și a domului Bazna, situat periferic. Prin adaptare la structură râurile și-au format văi semiinelare, la baza domurilor, și radiar-divergente, pe flancuri. Prezența domului Tăuni este reflectată și configurația interfluviilor, care se desprind radiar din nodurile orografice ale acestuia (Dealul Gruiu Podului, 506 m; Dealul Căile Pustioase, 528 m; Dealul Gârtu, 552 m etc).

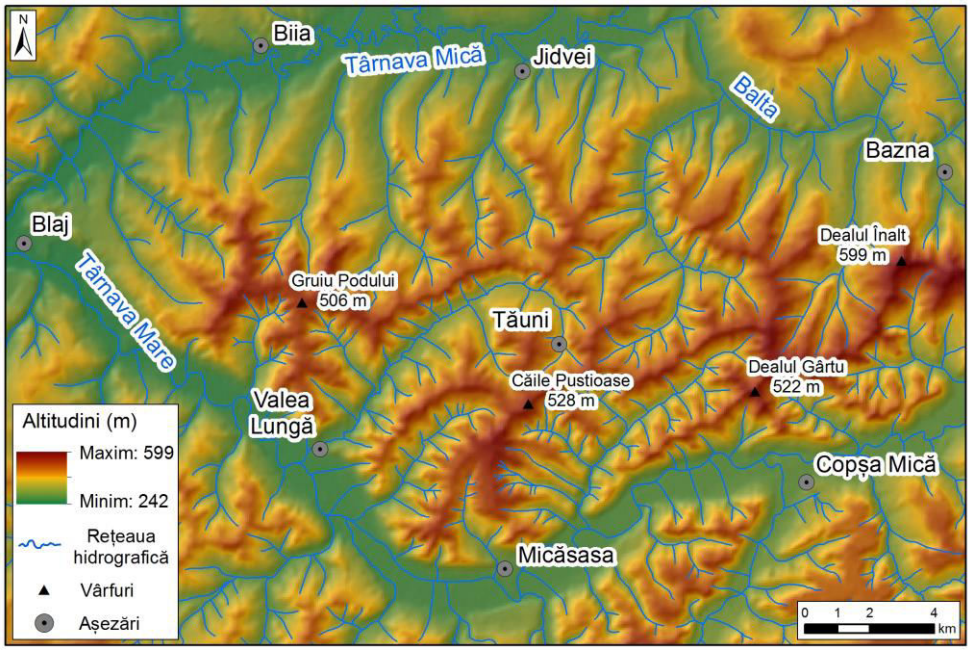


Fig. 6. 97. Dispunerea văilor din sud-vestul Dealurilor Târnavei Mici (Dealurile Blajului)

În același timp, tot ca efect al adaptării la structură văile sunt asimetrice, prezentând atât versanți abrupți, suprapuși fronturilor de cuestă, orientați spre sud,

cât și versanți mai puțin înclinați, formați pe suprafețe structurale și expuși spre nord și nord-est. O altă caracteristică a reliefului din Dealurile Blajului, delimitate pe trei din laturile sale (sudică, vestică și nordică) de către culoarele largi de vale ale Târnavelor, este dată de către fragmentarea fluvială accentuată. Această trăsătură, specifică interfluviului dintre cele două Târnave, se menține și la nivelul interfluviilor secundare, pentru a se transmite apoi fronturilor de cuestă, fragmentate la rândul lor de numeroase organisme torențiale.

e. Pentru partea nord-vestică a Podișului Hârtibaciului (**Dealurile Șoalei**) se remarcă modul în care văile sunt dispuse, în alternanță cu resturi ale suprafeței primordiale ale depresiunii, care se prezintă sub forma unor platouri extinse, ce înclină ușor spre Culoarul Târnavei Mari și al Visei. Tendința actuală este cea de fragmentare a platourilor interfluviale prin intermediul torenților. De asemenea, rețeaua de văi s-a adaptat și domului Copșa Mică, dovadă stând traseul Văii Motiș și al afluenților săi din bazinul superior (fig. 6. 98).

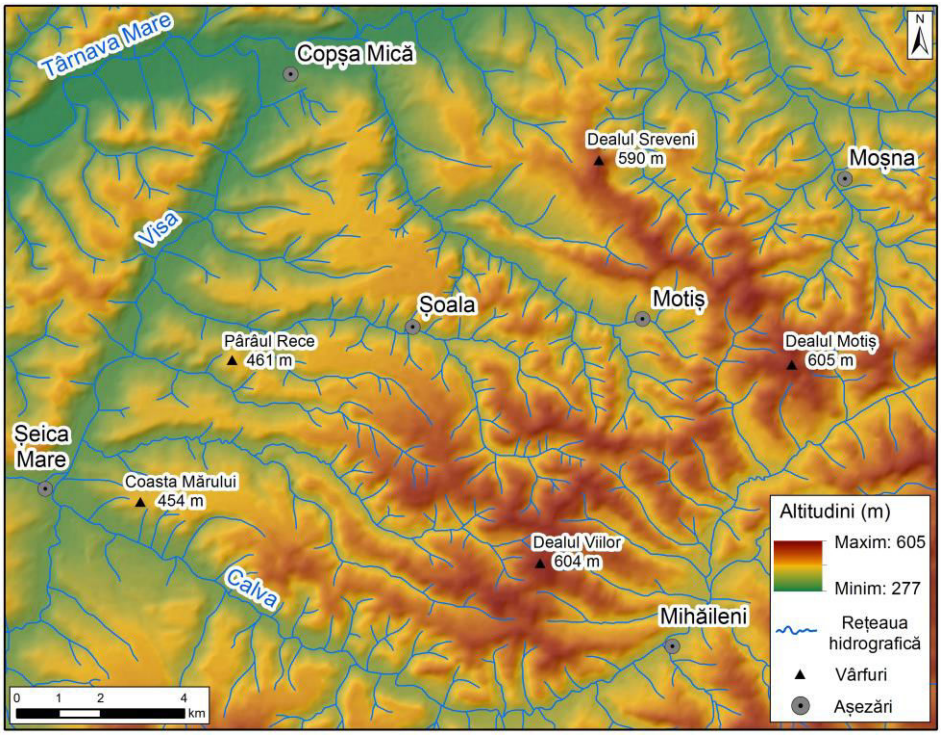


Fig. 6. 98. Dispunerea văilor din partea nord-vestică a Podișul Hârtibaciului (Dealurile Șoalei)

f. În nordul Podișului Hârtibaciului, mai exact în subunitatea acestuia cunoscută sub denumirea de **Dealurile Roandolei**, se înregistrează cele mai mari valori, ale densității fragmentării reliefului, din Depresiunea Transilvaniei.

Valorile maxime sunt cuprinse între 3,5 şi 4 km/km^2 (Roşian, 2008). La o astfel de situaţie s-a ajuns atât datorită particularităţilor litologice ale substratului, în cadrul căruia predomină nisipuri şi gresii pannoniene, cât şi datorită prezenţei nivelului de bază coborât al Târnavei Mari (290 m la Mediaş). În consecinţă, prin adâncirea reţelei hidrografice, s-au format văi cu versanţi abrupţi despărţite de culmi interfluviale înguste, cu aspect de creste de intersecţie (fig. 6. 99), cu excepţia locaţiilor unde s-au păstrat resturi ale suprafeţei primordiale ale Depresiunii Transilvaniei.

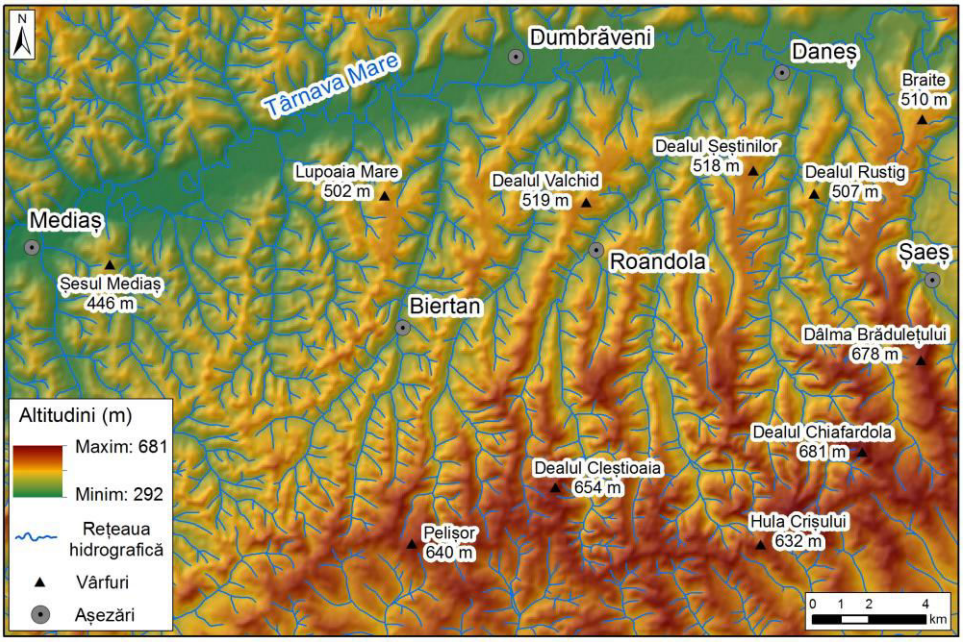


Fig. 6. 99. Dispunerea văilor din partea nordică a Podişului Hârtibaciu (Dealurile Roandolei)

g. Pentru partea central-sudică a Podişului Hârtibaciu (**Dealurile Cincului**), nota de specificitate a modului de dispunere a văilor este dată de larga dezvoltate în lateral a afluenţilor, ca urmare a adaptării la structură. Dintre aceştia se remarcă Rodbavul şi Calborul, din bazinul Cincului, şi Pârâul Nou, din bazinul Săsăuş (fig. 6. 100). Acest mod de evoluţie a determinat pe de o parte, fragmentarea interfluviului dintre Olt şi Hârtibaciu, iar pe de alta a interfluviilor secundare. Atât afluenţii principali ai Oltului, cât şi cei secundari, prin adaptare la structură şi la nivelul de bază, al râului care drenează Depresiunea Făgăraş, au contribuit la fragmentarea Frontului de cuestă Nord-Făgărăşan. Prin ramificaţiile lor subsecvente, afluenţii de dreapta ai Oltului au format la contactul dintre Podişul Hârtibaciului şi Depresiunea Făgăraş aliniamente secundare de fronturi

de cuestă. Acestea sunt dispuse paralel cu Frontul de cuestă Nord-Făgărășan, evidențiind dispunerea monoclinală a depozitelor, deranjate pe alocuri de structuri diapire.

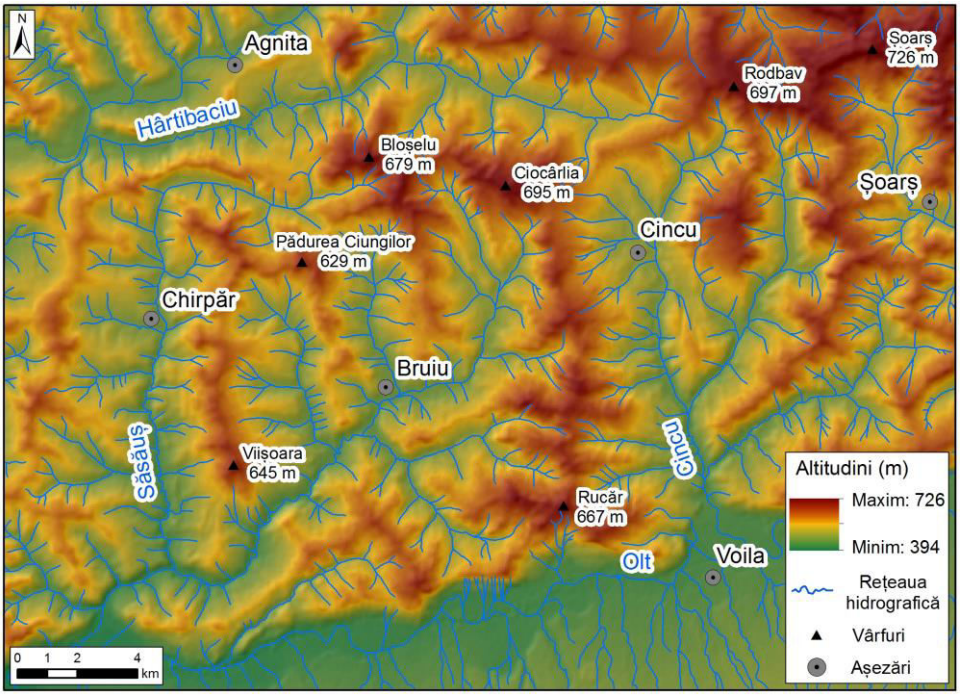


Fig. 6. 100. Dispunerea văilor din partea central-sudică a Podișului Hârtibaciu

h. O situație aparte, de adaptare a rețelei hidrografice, la dispunerea monoclinală a depozitelor, se remarcă în partea nordică a Podișului Secașelor (**Podișul Cergăului**). Astfel, frontul de cuestă, de pe partea dreaptă a Culoarului Secașului Mic, este fragmentat de organisme torențiale de ordinul 1 și 2, în timp ce reversul de cuestă este modelat de către râuri de ordin 3 și 4 (fig. 6. 101). Dintre văile care fragmentează suprafața structurală, ce coboară spre Culoarul Târnavei Mari se remarcă: Valea Soroștinului, Valea Țapului Valea Cenade, Valea Cergăului, Valea Vezii și Valea Tiurului. S-a ajuns astfel ca relieful inițial unitar, să fie redus la martori erozivo-structurali (Dealul Furcilor 452 m; Dealul Comenzii 494 m; Dealul Verigerului 482 m; Dealul Vârtopului 465 m etc.), localizați pe interfluviul dintre Secașul Mic și Târnava Mare, și culoare de vale, prin care se asigură drenajul spre cele două râuri, separate de interfluvii secundare. Prezența unei astfel de unități morfostructurale, fragmentată de numeroase culoare de vale, aparținătoare afluenților Târnavei Mari și Secașului Mic, conduce la existența unor suprafețe variate de tipul versanților, pe care sunt condiții favorabile pentru procese geomorfologice actuale: alunecări de teren, ravene etc.

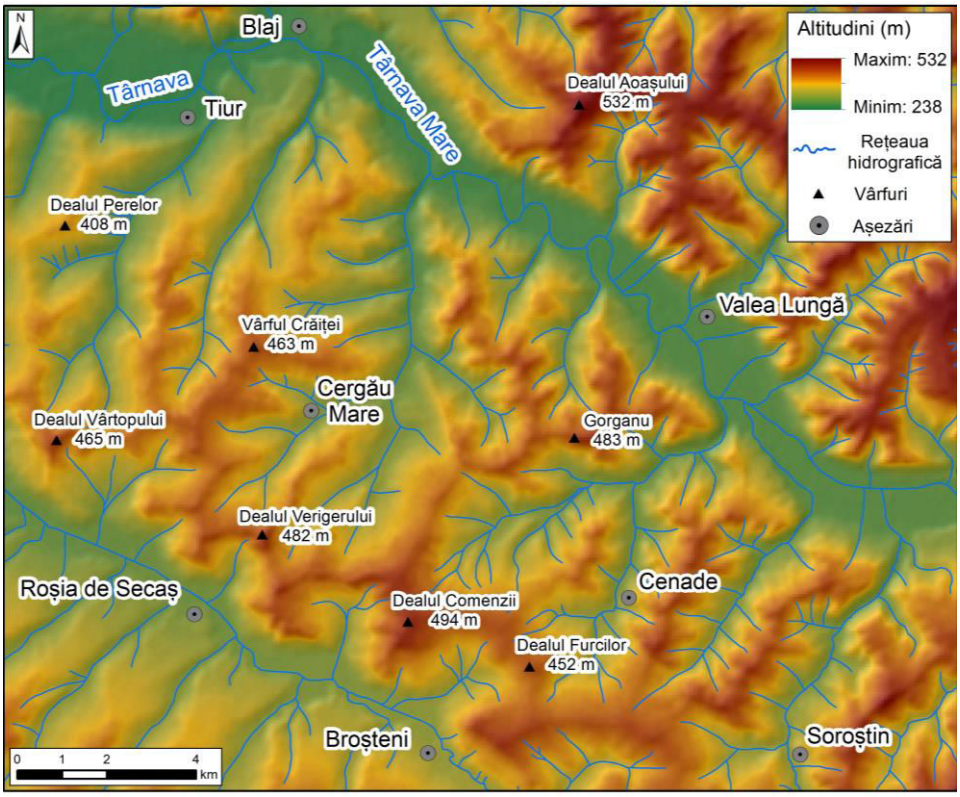


Fig. 6. 101. Dispunerea văilor din partea nordică a Podișul Secașelor (Podișului Cergăului)

i. Una dinte cele mai originale moduri, de adaptare a rețelei de hidrografice la substrat și de formare a văilor, a avut loc în partea centrală a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (**Dealurile Praidului** și **Dealurile Odorheiului**).

Prezența cuverturii de aglomerate vulcanice, peste formațiunile sedimentare, a impus un anumit stil de lucru rețelei hidrografice (Mac, 1972). Din momentul în care râurile, în plin proces de organizare, au interceptat depozitele neogenului, cele principale și-au menținut vechile direcții (fig. 6. 102), iar cele secundare s-au adaptat structurilor diapire (Mac, 1972). Rezultatul modelării fluviale, în conformitate cu informația oferită de substrat, reiese și din contrastul existent între relieful planului superior (reprezentat de măguri cu altitudini de peste 1.000 m) și treptele morfosculpturale joase (de tipul glacisurilor, teraselor și luncilor). Relieful măgurilor Bichiș (1.080 m), Șiclod (1.028 m), Firtuș (1.060 m), Rez (932 m) etc. este destul de contrastant, cu cel al culoarelor de vale din vecinătate (Târnava Mică, Corund, Feernic, Târnava Mare etc.), el având mai degrabă aspectul unor martori de eroziune, cu rol de noduri orografice, pe care rețeaua hidrografică principală le-

a ocolit, în timp ce rețeaua hidrografică secundară le-a atacat radiar în procesul de formare a văilor.

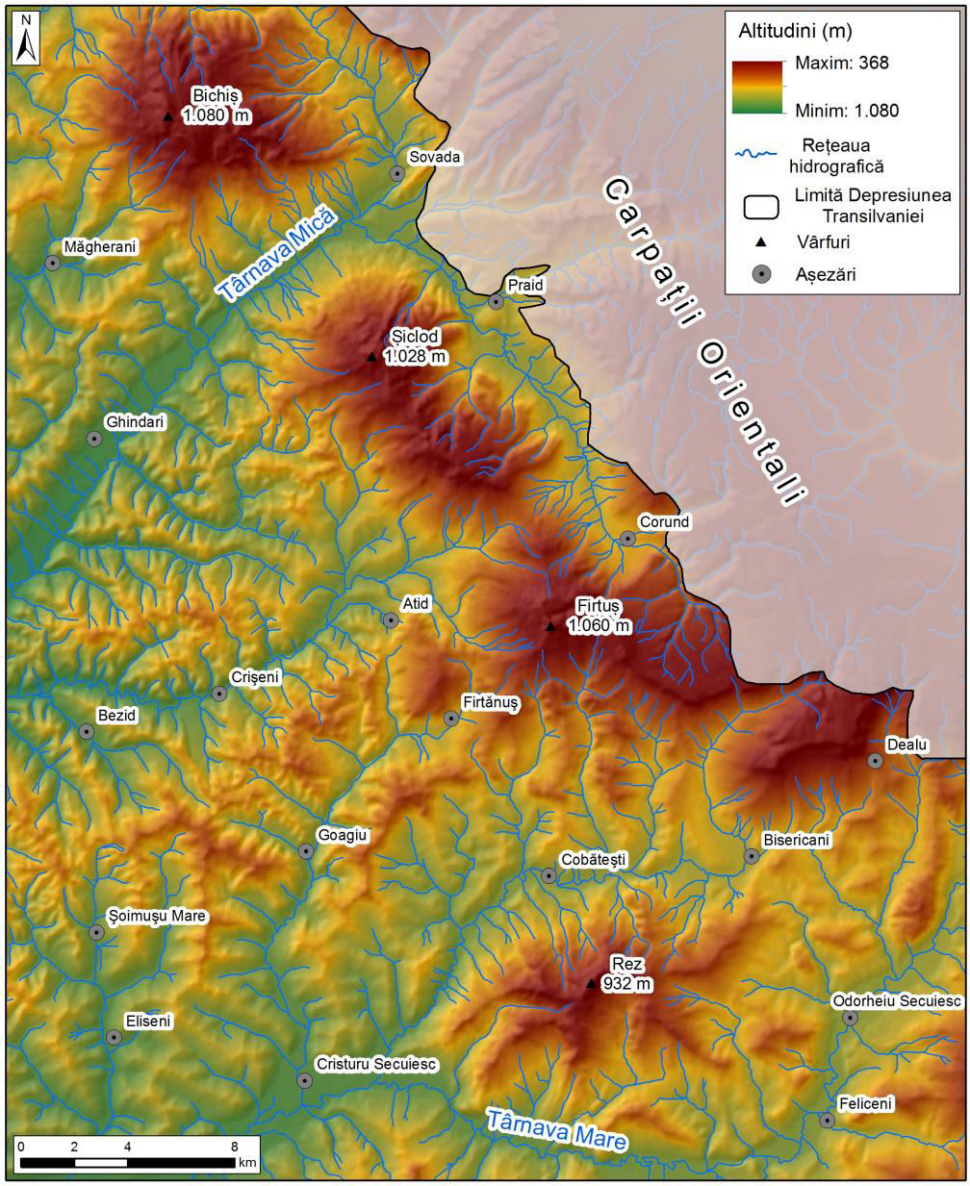


Fig. 6. 102. Dispunerea văilor din partea centrală a Dealurilor Est-Transilvane dintre Mureș și Olt (Dealurile Praidului și Odorheiului)

j. Și în partea vestică a depresiunii există modalități specifice de adaptare a văilor la structură și aici mă refer la situația **Masivului Feleac**. Prezența unei cordiliere de cristalin, mascată de depozite eocene, în extremitatea vestică, și

miocene (badenian-sarmaţian), în centru şi est (Geografia României, III, 1987), a determinat ca relieful acestei unităţi morfostructurale să se prezinte sub forma unei culmi unitare, orientată de la vest spre est. Din cauza celor menţionate s-a ajuns ca pe o lungime de 28 de km, cât măsoară masivul între Luna de Sus şi Aiton, să nu existe nicio vale transversală (fig. 6. 103). Toate râurile, care se formează în partea superioară a masivului, se drenează radiar spre culoarele de vale şi depresiunile care îl înconjoară (Culoarul Someşului Mic, Valea Zăpodie şi Depresiunea Hăşdate-Vlaha) şi delimitează, sporindu-i astfel atributul de nod orografic.

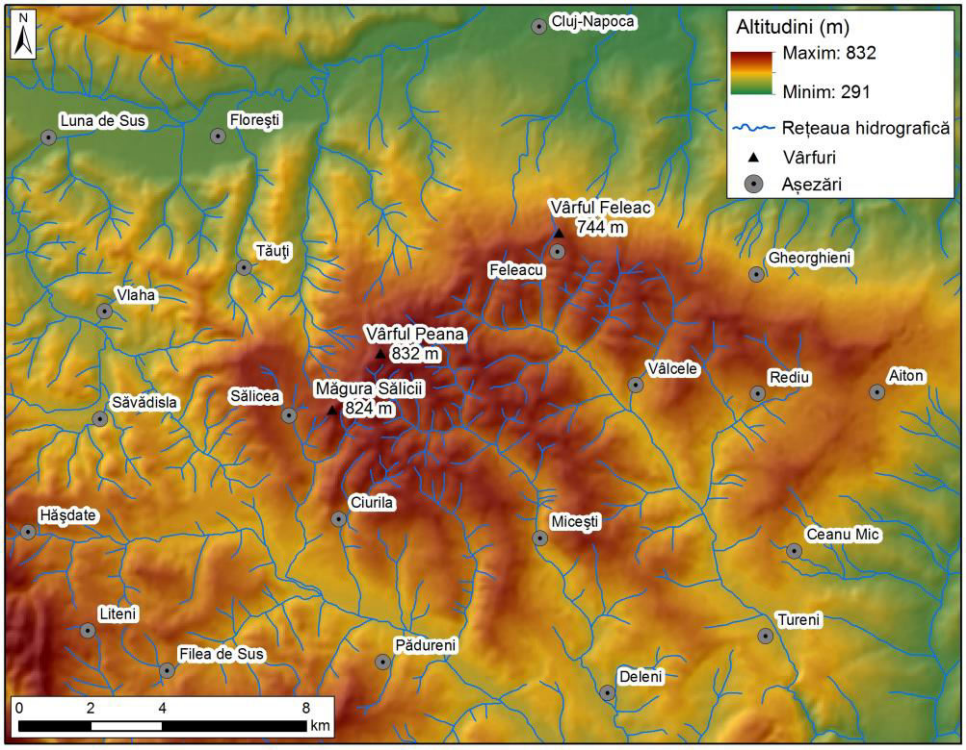


Fig. 6. 103. Dispunerea văilor în Masivul Feleacului

Exemplele prezentate nu fac altceva decât să evidenţieze deosebirile existente, între unităţile morfostructurale, şi complexitatea modului de formare a văilor, ca rezultat al dezvoltării reţelei hidrografice din depresiune.

Concluzii văi şi relief fluvial. Reliefului din Depresiunea Transilvaniei este rezultatul acţiunii îndelungate a râurilor asupra morfologiei iniţiale, rămasă după ultima exondare, de la sfârşitul Pannonianului, proces din care au rezultat văile şi interfluviile actuale. Urmărit sub aspectul configuraţiei acestora, relieful fluvial reflectă cât se poate de fidel evoluţia geomorfologică a depresiunii. În acelaşi timp văile ridică cele mai complexe probleme de geneză, evoluţie şi vârstă

a reliefului din depresiune. Această afirmație este susținută de marea lor diversitate începând de la văile de ordinul 1 până la cele de ordinul 6 sau mai mari, de proveniență carpatică.

De asemenea, văile reprezintă unul dintre elementele de bază ale reliefului, ele impunând adâncimea și densitatea fragmentării lui, dar și orientarea majorității suprafețelor de teren și a rețelelor antropice (căi de comunicație) edificate ulterior formării lor.

În cadrul culoarelor de vale, alături de albii, lunci, terase și versanți, s-au format pe alocuri și conuri aluviale, ca rezultat al debușării unor văi secundare. Ca exemple pot fi date cele de la: Vad, Rus, Lozna și Surduc (Culoarul Someșului), Abuș (Culoarul Târnavei Mici), Brădești, Cristurul Secuiesc și Hoghilag (Culoarul Târnavei Mari), Cața (Valea Homorodului Mare) etc.

Relieful din Depresiunea Transilvaniei, raportat la vârsta versanților, teraselor și a luncilor, este rezultatul unei evoluții recente, întregită actual, de varietatea mare a proceselor de eroziune areală și liniară desfășurate pe suprafețe înclinate și în albii.

Dezvoltarea unor culoare de vale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Sălișteи, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaș-Agrij etc.) a permis treptat detașarea depresiunii de munte și individualizarea ei ca unitate morfostructurală.

Prezența văilor, prin intermediul cărora a fost fragmentată suprafața primordială a depresiunii, într-o succesiune de interfluvii și culoare de vale, este cea care conferă, la urma urmei, caracterul deluros al spațiului depresionar. Acest aspect este oglindit în apelativul de DEALURI, pe care l-au primit majoritatea unităților morfostructurale ale depresiunii.

6.4. RELIEFUL ANTROPIC

În urma activităților desfășurate de către componenta antropică au rezultat numeroase forme de relief caracteristice. Practic, din punct de vedere geomorfologic, omul a devenit un agent capabil să genereze nu numai forme de relief izolate, ci chiar ansambluri cu o fizionomie și o dinamică proprie (Mac, 1980b).

În cuprinsul Depresiunii Transilvaniei activitățile antropice au condiționat morfologia substratului sub cel puțin două aspecte: crearea intenționată a unor forme de relief și acțiuni directe sau indirecte, asupra proceselor geomorfologice specifice altor agenți, cărora influențându-le dinamica, a rezultat o morfologice tipică, atât în cadrul albiilor, cât și pe versanți.

Cu toate că omul acționează de mii de ani asupra scoarței terestre din depresiune, peisajele geomorfologice antropice au început să-și facă simțită prezența abia în ultimii 250 de ani, când pe fondul exploziei demografice a

început: prelucrarea agricolă pe suprafețe extinse a terenurilor, exploatarea resurselor minerale, trasarea căilor de comunicații moderne, extinderea vetrelor de așezări etc.

Formele de relief antropic ocupă suprafețe însemnate pe terenurile agricole, unde realizarea de agroterase, canalele de drenaj, drumuri de exploatare etc. a determinat modificarea substanțială a reliefului preexistent.

La rândul ei, exploatarea resurselor minerale în subteran și la zi, determină atât forme de eroziune, de tipul excavațiilor, cât și de acumulare, de tipul haldelor de steril. Reprezentativ în acest sens este relieful antropic de la Aghireșu-Fabrici.

În cadrul vetrelor urbane se înregistrează una dintre cele mai profunde modelări antropice ale relieful inițial. De pildă, în cazul marilor orașe din depresiune (Cluj-Napoca, Sibiu, Târgu Mureș, Bistrița, Turda, Alba Iulia, Sighișoara etc.) vaste suprafețe de teren sunt folosite pentru: construcții de clădiri, căi de comunicații, diguri de protecție, locuri de recreere și agrement. Din acest motiv relieful preexistent a ajuns să aibă o fizionomie total diferită de cea anterioară.

De asemenea, introducerea și îndesirea căilor de comunicații moderne a fost însoțită de modificări esențiale ale reliefului. Dintre acestea se remarcă autostrăzile (Sebeș – Sibiu, Turda – Sebeș, Nădășelu – Târgu Mureș), pentru realizarea cărora a fost necesară relocarea unor volume considerabile de materiale, cu ocazia realizării de: ramblee, debleuri, viaducte, tuneluri, ziduri de protecție și de sprijin, șanțuri de drenaj etc.

În continuare, pornind de la tipurile de procese geomorfologice antropice, vor fi prezentate principalele forme de relief specifcie, și anume: cele generate de excavări, de depuneri de materiale, de nivelare și de compactare, la care se adaugă apoi cele induse de diverse alte activități antropice.

6.4.1. Formele de relief antropic

6.4.1.1. Formele de relief generate de excavări

Golurile miniere. Pe măsură ce omul a conștientizat importanța unor substanțe minerale utile și au fost perfecționate mijloacele de săpat, a apărut mineritul. În urma lui au rămas numeroase goluri subterane denumite: galerii de mină, abataje, camere de exploatare, puțuri etc. Ca exemple pot fi date cele de la Aghireșu-Fabrici (rămase în urma exploatării cărbunelui și a nisipurilor cuarțo-caolinoase), Sovata, Praid, Turda, Ocna Dejului, Ocna Sibiului, Ocna Mureș etc. (formate în urma exploatării sării).

Anterior exploatărilor de nisipuri cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici, în partea nord-vestică a Podișului Someșan a avut loc exploatarea cărbunelui (lignit) la: Ticu, Tămașa, Băgara, Aghireșu și Dâncu (Măcicășan, 2016).

Exploatarea a avut loc atât la zi cât şi în subteran. Pentru creşterea capacităţii de producţie, a nisipurilor cuarţo-caolinoase, la Aghireşu-Fabrici au fost deschise câteva galerii subterane, dintre care se remarcă Galeria 1 Mai (1.400 m lungime) şi Galeria 12 August II (Măcicăşan et al., 2014; Măcicăşan, 2016). Alături de exploatarea de la Aghireşu-Fabrici, nisipurilor cuarţo-caolinoase s-au exploatat zeci de ani şi în diferite alte locaţii cum sunt cele de la: Popeşti, Cornești-Aghireş, Sânpaul şi Var. În prezent cu toate că exploatările sunt închise, urmele acestora se păstrează sub forma de relief antropic.

Golurile miniere, datorate extragerii sării prin diverse metode, au suferit ulterior modificări datorită dizolvării, trecând în categoria formelor de relief carstic antropic reprezentat prin: gropi carstice, saline prăbuşite, puţuri, bazine de dizolvare etc. (Posea et al., 1974).

În urma exploatării sării în subteran şi a prăbuşirii tavanului minelor s-au format lacuri antroposaline caracterizate de o salinitate ridicată. Dizolvarea sării determină ca dinamica proceselor geomorfologice, din cuveta lacustră şi din proximitatea ei, să fie foarte activă (prăbuşiri secundare, surpări, alunecări de teren, denudare peliculară, ravene etc.), fapt ce determină schimbarea continuă a configuraţiei lacurilor (Josan, 2014). Caracteristice în acest sens sunt lacurile formate în urma exploatării sării, încă din perioada romană, în masivele de sare de la: Ocna Sibiului, Ocna Mureş, Turda, Cojocna, Ocna Dej, Sovata etc.

Tunelurile reprezintă şi ele galerii subterane, care au apărut din necesitatea scurtării unor distanţe sau a evitării unor obstacole naturale. În depresiune se remarcă îndeosebi tunelurile care însoţesc magistralele de transport feroviar (Magistrala 300 – cu tunelurile de la Beia, Sighişoara, Boj-Cătun şi Stana; Magistrala 400 – cu tunelul de la Monor; Magistrala 200 – cu tunelul de la Apoldu de Sus) şi autostrada Sebeş – Sibiu (cu tunelul la Săcel). Realizarea tunelurilor presupune excavarea unor cantităţi impresionante de rocă, care pot fi folosite apoi la realizarea altor obiective (terasamente pentru căi de comunicaţii, baraje etc.) sau pot fi depozitate sub formă de halde.

Carierele sunt strâns legate de exploatarea la zi a substanţelor minerale utile, care datorită avantajelor economice, comparativ cu exploatarea în subteran, s-au extins în ultimul secol. Cariera este locul unde se exploatează substanţe minerale utile, în sistem suprateran sau la zi (Josan, 2014). Extragerea materialelor se poate realiza manual, cu utilaje specializate sau prin detonări; deschiderea unei cariere se poate face prin dezvelire, prin tranşee drepte, pe planuri înclinate etc. (Lupei, 1968).

În carieră exploatarea materialelor se face sub formă de trepte, alcătuite din două elemente: berma şi taluzul. Berma reprezintă partea orizontală a treptei care asigură extragerea substanţelor minerale utile şi apoi transportul lor. Taluzul este interpus între berme, iar înălţimea şi înclinarea sa depind de caracteristicile

rocilor (coeziune, porozitate, permeabilitate, masivitate etc.) și de tipul utilajelor folosite (Josan, 2014). Dintre carierele din depresiune se remarcă cele de la Răstoci, Ciocmani, Cuciulat, Letca, Aghireșu, Leghia, Prodănești, Poiana Aiudului, Târnăveni, Sighișoara, Bungard, etc.

Prezența carierelor a determinat apariția unor forme antropice, creând imaginea unui relief degradat, ruiniform, afectat de procese actuale de eroziune (pluviodenudare, denudare peliculară, scurgere torenţială a apei, alunecări de teren, surpări etc.).

Pentru confirmarea celor menționate, poate fi dată ca exemplu exploatarea minieră de la Aghireșu-Fabrici, unde s-a ajuns ca relieful actual să fie pe de o parte, rezultatul acțiunilor antropice de exploatare (decopertări de terenuri, excavații, taluzuri de exploatare, nivelarea terenurilor, depozitarea materiei prime sau a reziduurilor sub formă de halde etc.) (fig. 6. 104), iar pe de alta efectul acțiunii factorilor atmosferici și hidrosferici (dinamica maselor de aer, precipitații, îngheț-dezgheț, scurgerea apei, umectarea substratului etc.), asupra morfologiei rămase în urma exploatării în carieră (Măcicășan, 2016).

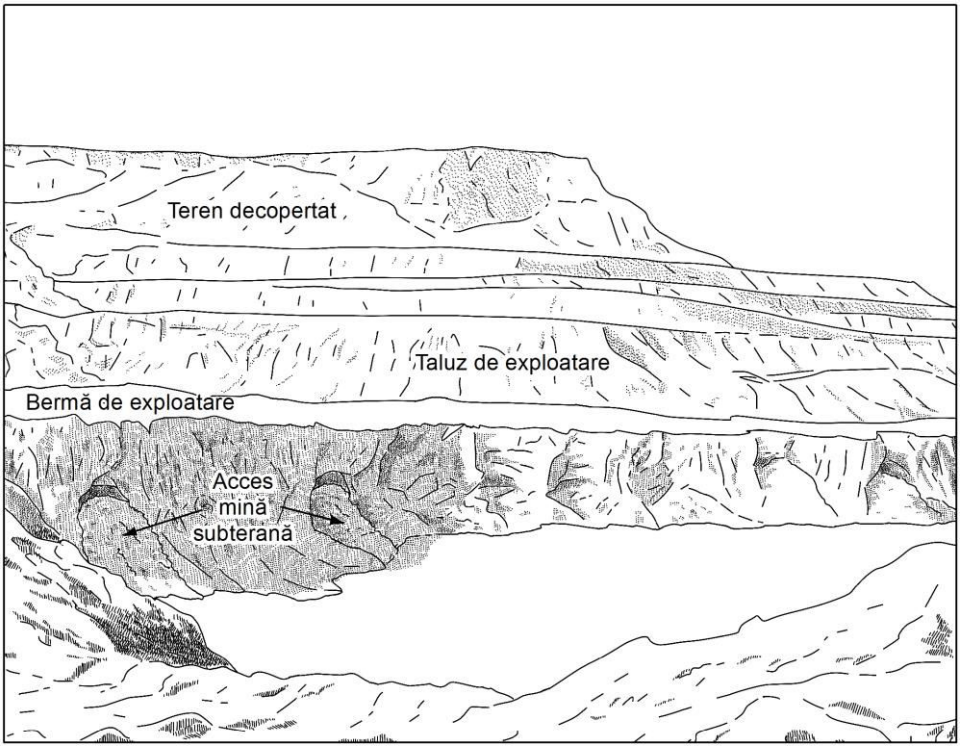


Fig. 6. 104. Cariera de exploatare a nisipurilor cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici

În urma intervenției antropice, s-au creat astfel condiții pentru manifestarea unor procese geomorfologice (pluviodenudarea, denudarea peliculară, scurgerea torențială a apei pe suprafețe înclinate, surpări, alunecări de teren etc.), care au generat forme de relief specifice (rigole, ogașe, ravene, conuri de dejecție, corpuri de alunecare etc.), care, chiar dacă au o manifestare în conformitate cu modelarea în regim natural, sunt induse antropic.

În situația exploatărilor miniere modificările induse la nivelul substratului se materializează prin existenta unui accentuat dezechilibru local (Măcicășan et al., 2012), care are efecte negative pe termen scurt, mediu și lung. Practic, suprafețe mari de teren sunt scoase pentru totdeauna din circuitul natural, în urma transformării lor în cariere, fără a avea o altă destinație economică productivă sau de interes public (Măcicășan et al., 2013; Măcicășan, 2016).

Balastierele sunt localizate de obicei în albiile sau în luncile râurilor şi reprezintă locul de extragerea a balastului. Pe lângă forma de relief rezultată, exploatarea balastului din albiile râurilor are și alte conotații geomorfologice, dintre care se remarcă: dispariția unor microforme de relief (meandre părăsite și brațe moarte), crearea de lacuri şi gropi după abandonarea lor, coborârea patului albiei minore, care la rândul ei are o serie de consecințe (eroziunea accelerată la maluri, afectarea stabilității unor poduri sau diguri etc.) (Josan, 2014).

Dintre râurile în albiile şi luncile cărora care se întâlnesc numeroase balastiere se remarcă: Someșul, Someșul Mare, Someșul Mic, Mureșul, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Cibinul etc.

Debleurile sunt excavații sub nivelul terenului, folosite pentru executarea platformei unui drum sau cale ferată, precum şi pentru realizarea unui canal deschis. În depresiune sunt specifice îndeosebi magistralelor de cale ferată, dar şi autostrăzilor și altor categorii de drumuri.

6.4.1.2. Formele de relief generate de depunere

Aterisamentele reprezintă acumulări de materiale – pietriș, nisip, mâl – în spatele unor lucrări hidrotehnice transversale, după colmatarea completă a biefului amonte (Josan, 2014). Morfologic vorbind ele sunt suprafețe cvasiorizontale, pe care cu timpul se poate instala vegetație sau pot fi folosite ca terenuri agricole. În depresiune ele se întâlnesc în Câmpia Transilvaniei (în Valea Fizeșului, Valea Sântioana, Valea Pârâului de Câmpie etc.), în Dealurile Clujului şi Dejului (în cursul inferior al Pârâului Feiurdeni), în Podișul Secașelor (Valea Magului) etc.

Rambleele sunt umpluturi de pământ făcute pentru ridicarea terenului la nivelul necesar realizării unei construcții (Josan, 2014). Un caz aparte îl reprezintă rambleele regulate, mărginite de taluzuri consolidate, care însoțesc căile de

comunicații de tipul căilor ferate, autostrăzilor și drumurilor de diverse categorii. La realizarea lor sunt necesare cantități importante de materiale (pământ, piatră, nisip, argilă etc.) care provin din gropi de împrumut, din debleeri sau din cariere.

Când sunt realizate pe suprafețe cvasiorizontale au taluzurile simetrice, în timp ce pe terenuri înclinate taluzul din aval este mai lung, iar cel din amonte mai scurt.

Ca exemplu pot fi date rambleele din lungul magistralelor feroviare (200, 208, 300, 307, 308, 400, 401, 406 etc.) și autostrăzilor (Sebeș – Sibiu, Turda – Sebeș și Nădășelu – Târgu Mureș).

Digurile sunt construcții hidrotehnice dispuse paralel cu malurile unui râu sau lac, având drept scop împiedicarea pătrunderii apei pe terenul din spatele său (Josan, 2014). Sub aspect morfologic ele sunt rambleе realizate din pământ compactat (Orlescu, 2001). Conform autorului citat, principalele elemente care intră în alcătuirea unui dig sunt: ***ampriza*** – suprafața de contact dintre corpul digului și terenul de fundație; ***corpul digului*** – alcătuit din materiale specifice; ***taluzul*** – cel care mărginește digul de o parte și de alta, are o declivitate a cărui valoare depinde de înălțimea digului, proprietățile materialelor care îl alcătuiesc și gradul de compactare; ***coronamentul*** sau platforma superioară – are o lățime care este în funcție de dimensiunile digului și de modul cum este folosită (de exemplu pentru circulația rutieră, feroviară etc.); ***berma*** sau bancheta are rolul de a mării stabilitatea digului. Dintre digurile din depresiune se remarcă cele din culoarele următoarelor râuri: Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Oltul, Cibinul, Hârtibaciu etc.

Haldele de steril sunt forme de relief provenite în urma depozitării sterilului și a deșeurilor inutilizabile, provenite din lucrări de minerit, de la prepararea minereurilor, precum și de la uzinele metalurgice (Josan, 2014). Haldele se pot forma și prin depozitarea unor materiale solide cu structură heterogenă (sol, fragmente de rocă etc.), granulometrie diversă și proprietăți fizice variate; haldele mai pot fi și expresia în relief a unui iaz de decantare sau rampă de deșeuri închise. Ca exemple pot fi date haldele de steril aferente exploatărilor miniere, cum sunt cele de la Aghireșu-Fabrici (Măcicășan et al., 2013) (fig. 6. 105), apoi haldele rezultate în urma prelucrării diverselor minereuri feroase și neferoase (Copșa Mică, Târnăveni, Câmpia Turzii etc.), precum și cele rezultate în urma închiderii unor rampe de deșeuri (Aiud, Târnăveni, Blaj etc.). Se remarcă în acest sens și halda de reziduuri, formată în urma exploatării sării, de la Ocna Mureș; ea are aspectul unei terase cu lungimea de 1,6 km, lățimea de câteva sute de metri și înălțimea de 10 – 12 m (Josan, 1979). Lipsa consolidării haldelor de steril, cu vegetație sau elemente prefabricate (din diverse materiale), conduce la declanșarea proceselor geomorofologice, din categoria scurgerii apei pe suprafețe înclinate și a deplasărilor în masă, care au drept rezultat principal degradarea taluzurilor acestora.

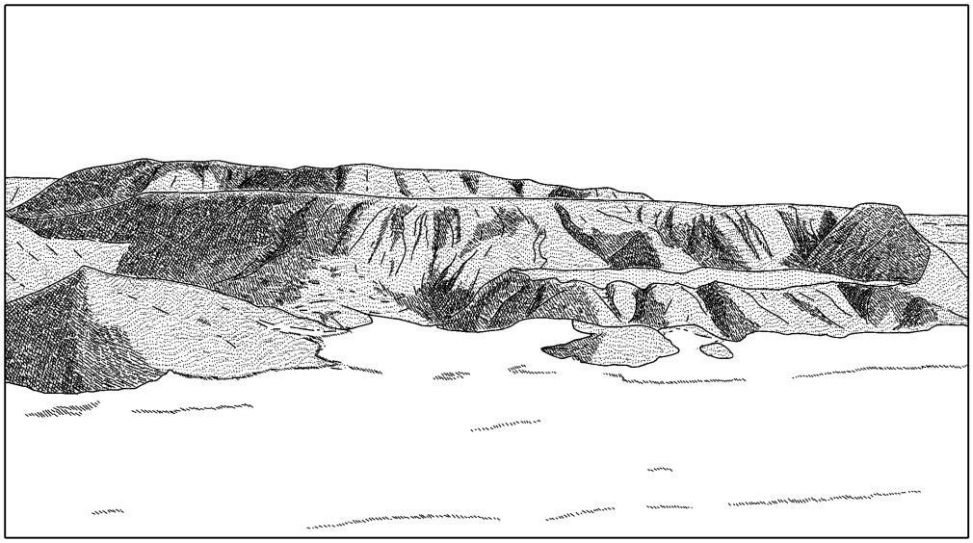


Fig. 6. 105. Haldă de steril afectată de eroziune la Aghireșu-Fabrici

Iazurile de decantare reprezintă construcții hidrotehnice, în care apa, încărcată cu sterilul de la stația de flotare a minereurilor, este condusă prin conducte (Josan, 2014).

Ele se asemănă cu lacurile artificiale, doar că apa limpezită este recirculată sau este eliminată în exterior. Depunerea materialelor solide din apă, într-un mediu acvatic, este caracteristica esențială a iazurilor de decantare și cea care le distinge de haldele de steril (Florea, 1996). După autorul citat, părțile componente ale unui iaz de decantare sunt: ***patul iazului*** - se compune din patul impermeabil (alcătuit din argile și marne) și patul drenant, format din material grosier (pietriș), cel care permite drenarea apei din iaz (patul drenant lipsește la iazurile în care sunt decantate substanțe toxice); ***digul de amorsare*** sau barajul este cel în spatele căruia se deversează apa încărcată cu material solid; ***digurile de contur*** delimitează spațiul în care se depun materialele transportate în suspensie; ***digurile de înălțare*** sunt specifice iazurilor de versant și celor de pe suprafețe cvasiorizontale; ***taluzul exterior*** al barajului și al digurilor; ***coronamentul*** este partea superioară a barajului sau a digului; ***plaja*** reprezintă uscatul dintre coronament și apa din iaz; ea este alcătuită din sterilul sedimentat din apa iazului și are o pantă care înclină spre oglinda apei; pe măsură ce iazul se dezvoltă, o parte din materialul ce alcătuiește plaja este utilizat la înălțarea digurilor. Cele mai reprezentative iazuri de decantare din depresiune sunt cele de la Băgara, aferente exploatărilor de nisipuri cuarțo-caolinoase de la Aghireșu-Fabrici.

Depozitele de deșeuri se asemănă morfologic cu haldele de steril. Părțile componente ale acestora sunt (Josan, 2014): ***radierul*** este compus din taluzuri și are rolul de a asigura stabilitatea întregii construcții și împiedicarea infiltrării

soluțiilor din depozit în rocile din jur; ***corpul depozitului*** este alcătuit din materialele depuse; ***acoperișul*** are pe de o parte rolul de a oprii infiltrarea apelor provenite din precipitații, în corpul depozitului, iar pe de alta de a stopa emanarea gazelor din depozit, în atmosferă; pentru o mai bună stabilitate el se execută în trepte (taluzuri și berme); ***digurile*** de compartimentare au funcția de izolare și de sporire suplimentară a stabilității depozitului. Ca exemple pot fi date depozitele regionale de deșeuri de la: Alba Iulia (Galda de Jos), Sighișoara, Cluj-Napoca, Bistrița (Tărpiu) etc.

În categoria formelor de acumulare se remarcă și movilele rezultate în urma depozitării temporare a balastului extras din râuri (fig. 6. 106). De exemplu cele de pe suprafața luncii Someșului ajung la volume de 2.300 – 5.200 m^3 și înălțimi de 9 – 12,5 m (Hosu, 2009).

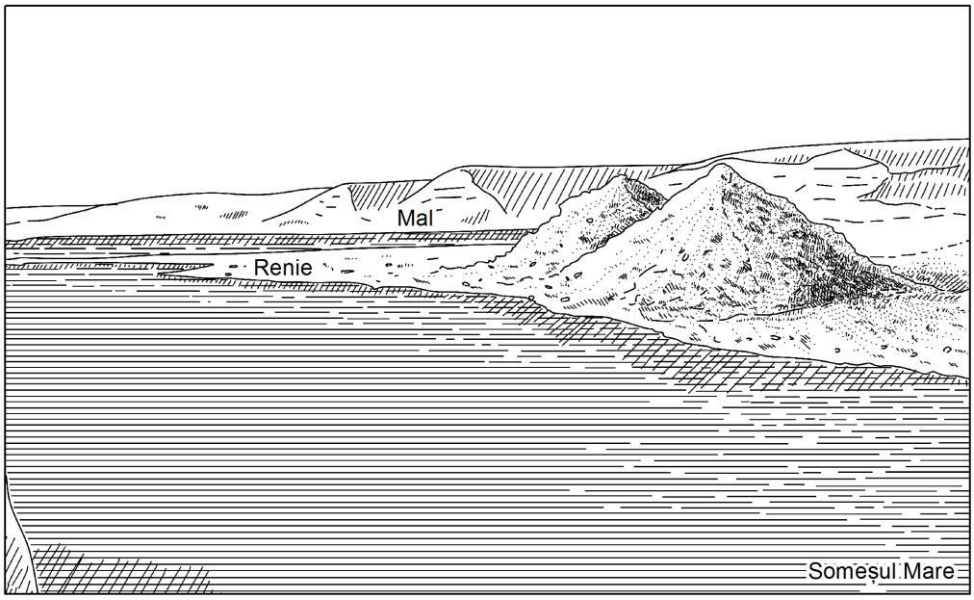


Fig. 6. 106. Balastieră în albia Someșului Mare la Reteag

6.4.1.3. Formele de relief generate de compactare și nivelare

Terasamentele reprezintă forme de relief antropic rezultate în urma nivelării substratului. Ele servesc ca bază pentru diverse construcții civile, industriale, militare etc. Modificarea reliefului preexistent are loc prin săparea și transportul pământului, din părțile mai înalte ale terenului, și umplerea formelor negative (Josan, 2014). Conform autorului citat, terenul pe care se execută terasamentele este considerat teren de fundare, iar materialele folosite sunt reprezentate de pământ, nisip, pietriș etc. Terasamentele servesc foarte mult la

realizarea de drumuri, căi ferate şi aeroporturi. În depresiune ele sunt specifice pe raza localităţilor de rang urban şi de-a lungul căilor de comunicaţii (autostrăzi, drumuri de diverse ranguri, căi ferate etc.). Dintre aeroporturi se remarcă cele de la: Cluj-Napoca, Sibiu şi Târgu Mureş. Pentru amenajarea lor au fost necesare ample lucrări de nivelare a terenului, în vederea realizării pistelor, căilor de rulaj şi infrastructurii aferente.

Alături de aceste forme de relief antropic, generate în urma unor acţiuni singulare, se remarcă şi cele care au rezultat în urma unor activităţi complexe. Specifice în acest sens pentru Depresiunea Transilvaniei sunt agroterasele realizate pe versanţi în secolele trecute. În situaţia în care nu sunt întreţinute corespunzător sau sunt abandonate, ele pot fi afectate de diverse procese geomorfologice, dintre care se remarcă alunecările de teren (fig. 6.107).

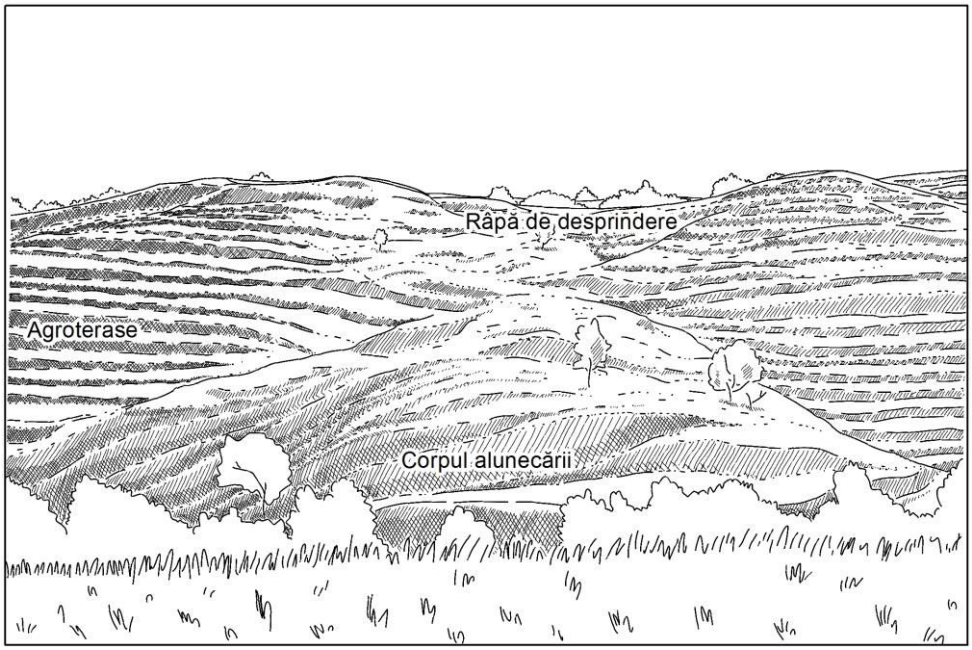


Fig. 6. 107. Agroterase afectate de alunecare de teren (versantul stâng al Văii Mesteaca în aval de Alămor)

La realizarea lor au fost necesare atât procese de excavare şi depunere, cât şi de nivelare. Cu toate că se întâlnesc pe versanţii din majoritatea unităţilor morfostructurale ale depresiunii, ele sunt mai des întâlnite pe cei din Dealurile Târnavei Mici, Podişul Hârtibaciului şi Podişului Secaşelor. Cele mai extinse suprafeţe terasate sunt cele din Podgoria Târnavelor, ele fiind realizate pentru cultura viţei de vie şi a pomilor fructiferi.

6.4.2. Formele de relief induse de activități antropice

Alături de formele de relief, de tipul celor menționate anterior, edificate direct de procese antropice, omul a influențat și celelalte procese geomorfologice, care devenind mai accentuate au dat forme specifice, context se vorbește de un impact antropic asupra reliefului (Muntean, 2005).

Se poate vorbi în acest sens de o acțiune indirectă a omului la adresa substratului, manifestată îndeosebi prin distrugerea învelișului vegetal și a orizonturilor superioare de sol. Scoaterea din echilibru a unor importante suprafețe de teren are loc prin tăierea pădurii de pe versanți, prin aratul terenurilor agricole perpendicular pe curbele de nivel, prin pășunat irațional, prin desțeleniri etc. (Posea et al., 1976).

Din momentul în care componenta antropică intervine, asupra reliefului unui teritoriu, modelarea în regim natural este înlocuită cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea și Cioacă, 2003). În situația în care influența antropică încetează, modelarea se va desfășura într-un regim natural, dar pe fondul tiparelor antropice existente.

Între activitatea antropică și procesele geomorfologice există relații de reciprocitate; de exemplu, o alunecare de teren poate afecta infrastructura rutieră, dar în același timp și infrastructura poate să favorizeze declanșarea unei alunecări de teren, prin crearea unei valori artificiale ale pantei artificiale versantului sau prin trepidații (Blaga et al., 2014).

Este cunoscut că între mediul natural și om a existat întotdeauna o strânsă legătură. În epoca pietrei, mediul natural era determinant pentru activitatea omului, acesta fiind nevoit să se adapteze condițiilor naturale. Cu cât mijloacele de producție s-au dezvoltat mai mult, cu atât creșteau intervenția și influența omului asupra cadrului natural în care-și desfășura activitatea.

Dintre activitățile antropice, care influențează dinamica altor procese geomorfologice și induc o morfologie specifică, se remarcă: despăduririle, desțelenirile și aratul terenului, îmbunătățirile funciare, regularizarea cursurilor de apă și amenajările hidrotehnice, exploatarea balastului, activitățile industriale, apariția și extinderea așezărilor, dezvoltarea căilor de comunicații etc.

Despăduririle. În situația în care Depresiunea Transilvaniei, în condiții naturale, ar trebui să fie aproape complet ocupată de pădure, păstrarea învelișului forestier pe mai puțin de 40% din suprafața sa, determină ca procesele geomorfologice să se desfășoare total diferit, comparativ cu situația unui teritoriu bine împădurit.

Cu toate că despădurirea a început o dată cu locuirea depresiunii, ea s-a accentuat în secolele XVII – XIX (Josan, 1979). Înlăturarea pădurilor a determinat în mod direct schimbarea condițiilor naturale existente (microclimat, soluri,

infiltrație, evapotranspirație etc.), favorizând dezvoltarea intensă a proceselor de versant, iar indirect a accelerat ritmul de evoluție a reliefului (debitul solid al râurilor a crescut şi o dată cu aceasta a scăzut puterea de eroziune a lor) (Josan, 1979). Dintre procesele geomorfologice, care au întrunit condiții prielnice pentru derulare, pe suprafețele despădurite, şi s-au manifestat sub toate formele, în condițiile geologice ale depresiunii, se remarcă alunecările de teren.

S-a ajuns astfel ca în prezent, atât în Câmpia Transilvaniei (Bădărău, 2005), dar şi în Podişul Secaşelor, pădurile să ocupe doar culmile dealurilor mai înalte, versanţii mai umbriți şi locurile mai puțin accesibile. Prin transformarea pădurilor în terenuri arabile s-a schimbat modul de infiltrare şi scurgere a apei, aspect care a determinat creşterea vulnerabilității la procesele de eroziune care au loc pe versanți.

Prin îndepărtarea învelişului forestier, de către om, şi accelerarea eroziunii s-a ajuns ca evoluția reliefului să capete un specific nou, resimțit inclusiv la nivelul proceselor care au loc în cadrul albiilor. În acelaşi timp lipsa învelişului vegetal forestier, care să preia o parte din precipitațiile însemnate cantitativ, determină creşterea valorii debitelor din timpul viiturilor.

În urma despăduririlor a avut loc o schimbare a echilibrului natural dintre procesele geomorfologice şi substrat, echilibru menținut de vegetație. Suprafețele înclinate de tipul versanților, rămase fără un înveliş vegetal protector au fost afectate de către eroziune, prin intermediul formațiunii de modelare torențială, la care s-au adăugat alunecările de teren. Toate aceste procese au determinat şi degradarea solului pe suprafețe considerabile, aspect care întreține în continuare dinamica proceselor geomorfologice actuale de la nivelul versanților.

În aceste condiții, ca efect al intervenției antropice, morfologia de detaliu a versanților despăduriți este, într-o măsură mai mare sau mai mică, un produs şi al activității umane (Jakab, 1983b).

De asemenea, modificările care elimină sau reduc învelişul vegetal, determină creşterea debitului solid din albii, în proporție mai mare decât a celui lichid (Brookes, 1994, citat de Dulgheru, 2012), ceea ce înseamnă că producția de sedimente va fi superioară pe terenurile cultivate sau păşunate şi mai redusă pe cele împădurite.

Un alt efect direct, pe termen lung, a defrişării pădurilor este reprezentat, pe de o parte, de creşterea cantității de sedimente ce intră în albia râurilor, iar pe de alta, de scăderea capacității de transport de la nivelul acestora (Dulgheru, 2012).

Desțelenirile şi aratul terenurilor. O altă activitate antropică a fost reprezentată de desțelenirea terenurilor, care anterior au fost defrişate pentru obținerea de păşuni şi fânețe. Dintre formele de relief, care au fost desțelenite aproape în totalitate şi transformate în teren arabil, se remarcă terasele fluviale inferioare din cadrul culoarelor văilor principale: Someşuri, Mureş, Târnave, Arieş etc. De exemplu, dezvoltarea considerabilă a terasei a treia a Târnavei la Bucerdea şi cultivarea ei cu grâu a adăugat denumirii acestei localități şi termenul de grânoasă

- Bucerdea Grânoasă (Josan, 1979). Transformarea pajiştilor în teren arabil şi exploatarea agricolă a lor printr-o tehnică necorespunzătoare (aratul perpendicular pe curbele de nivel, construirea drenurilor în lungul pantei, afânarea ritmică a solului, ce determină diminuarea coeziunii particulelor, chimizarea accentuată etc.) a permis în continuare desfăşurarea eroziunii şi creşterea susceptibilităţii la procese geomorfologice a noi suprafeţe de teren (Roşca et al., 2015).

Distrugerea învelişului de sol în urma despăduririlor, desţelenirilor şi aratului terenurilor determină stimularea proceselor de pluviodenudare, denudare peliculară, scurgere torenţială a apei pe versanţi, alunecare de teren, curgere noroioasă etc. Efectele acestor procese, când ele sunt induse antropic, se transmit apoi în cadrul albiilor, contribuind la modificarea dinamicii acestora, îndeosebi prin acumularea surplusului de sedimente provenit de pe versanţi.

Îmbunătăţirile funciare. Conştientizând amploarea luată de procesele geomorfologice, pe terenurile defrişate şi desţelenite, componenta antropică a trecut la acţiuni de prevenire şi combatere a eroziunii. Dintre acestea, cele mai simple şi eficiente, atât timp cât sunt întreţinute corespunzător, se remarcă cele de agroterasare, la care s-au adăugat şi alte tipuri de lucrări: împăduriri, cleionaje pe versanţi, organizarea şi amenajarea sectoarelor de păşunat, diverse tipuri de lucrări de îmbunătăţiri funciare etc. Dintre acestea din urmă, pot fi date ca exemplu cele de pe versantul drept al Văii Gădălin, unde în amonte de Bonţida, au fost realizate plantaţii de salcâm şi amenajarea unor ravene şi torenţi existente pe suprafeţe afectate şi de alunecări de teren. Referitor la acest ultim exemplu, chiar dacă în primii zece ani (2007 - 2017), de la realizarea lucrărilor, ele au avut efectul scontat, ulterior prin neîntreţinerea corespunzătoare şi permiterea păşunatului excesiv acestea s-au deteriorat şi şi-au pierdut rolul pentru care au fost întreprinse.

Regularizarea cursurilor de apă şi amenajările hidrotehnice. Alături de schimbările produse în modul de utilizare a terenurilor, se disting şi activităţile care au avut drept efect principal modificări ale proceselor geomorfologice din albii. Dintre ele se remarcă următoarele: lucrările asupra malurilor şi a patului aluvial, îndiguirile, exploatările de materiale de construcţii, crearea de praguri transversale, tăierea buclelor de meandru etc.

Regularizările de albii, produse în depresiune, au avut ca scop principal protejarea unor terenuri contra inundaţiilor. Se remarcă în acest sens atât regularizări ale unor râuri principale (Someş, Someşul Mare, Someşul Mic, Arieş, Mureş, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Cibin, Hârtibaciu etc.), cât şi a unora secundare (Dipşa cu afluentul său Lechinţa, Meleş cu afluentul său Apatiu, Comlod, Veţca etc.). Regularizările menţionate au presupus, inclusiv retezarea unor meandre, cu scopul măririi pantei albiei; semnificative sunt în acest sens cele din Culoarul Târnavei Mici, din aval de Târnăveni sau cele din Culoarul Târnavei Mari, sectorul Cristuru Secuiesc - Sighişoara.

Lucrările de regularizare au implicat inițial o schimbare a geometriei albiei, iar apoi a structurii hidrodinamice a curentului de apă, ceea ce înseamnă că s-a impus un nou raport hidrodinamic, între curentul de apă şi albia râului (Dulgheru, 2012).

Modificarea elementelor inițiale ale albiei (sinuozitatea, lungimea, lăţimea, adâncimea, panta, rugozitatea patului şi a malurilor), care au loc în urma procesului de regularizare, declanşează ajustări morfologice, ca urmare a tendinţei naturale a râului de a atinge o nouă condiție de echilibru (Dulgheru, 2012). Conform sursei citate, scurtarea lungimii râului determină o creştere a vitezei de curgere a apei, a stressului la forfecare şi, în consecinţă, a volumului de sedimente transportat în aval. Schimbarea condiţiilor hidrodinamice determină răspunsuri morfologice de tipul: inciziei patului albiei (în sectorul afectat de lucrări şi amonte de acesta), surpării malurilor, sedimentării în aval etc. (Brookes, 1988; Simon, 1989; Surian şi Rinaldi, 2003, citați de Dulgheru, 2012).

Modificarea geometriei albiei, în urma acțiunilor de regularizare, a determinat noi moduri de manifestare ale râurilor, sub aspect hidrologic, şi o îndepărtare a lor de la starea de echilibru (Leopold şi Maddock, 1953). Ulterior acțiunilor de regularizare, tendinţa generală a râurilor este aceea de a-şi reface caracteristicile hidraulice, pierdute în urma intervenției antropice, printr-o nouă dinamică şi un nou raport între elementele hidrogeomorfologice (Dulgheru, 2012).

Numeroase sectoare de luncă, cu terenuri mlăştinoase şi pajişti, din Câmpia Transilvaniei, au fost transformate începând cu anul 1960 în terenuri agricole; procesul s-a realizat prin ample acțiuni inginereşti de regularizare a albiilor şi desecarea terenurilor adiacente (Dulgheru, 2012). Conform autorului citat, lucrările au implicat intervenții directe, în albiile râurilor, prin schimbarea morfologiei lor (adâncirea şi lărgirea albiilor), eliminarea vegetaţiei ripariane, scăderea nivelului apei freatice, fapt ce a determinat deconectarea aproape totală a râurilor de luncă.

Tot în acest context este evidentă intervenția antropică asupra Oltului, în Depresiunea Făgăraş, râu care a fost supus unor ample lucrări de regularizare şi amenajare hidrotehnică. Intervenția antropică în acest caz a făcut ca evoluția în regim natural al albiei să fie complet denaturată.

În spatele barajelor realizate atât pentru producere de energie electrică (cele pe Olt şi Someşul Mic), cât şi pentru piscicultură (cele din Câmpia Transilvaniei) s-au acumulat sedimente, care au determinat colmatarea lor. La o astfel de situație s-a ajuns de cele mai multe ori fiindcă barajele au fost construite înainte de identificarea şi fixarea surselor de aluviuni din bazinele secundare (Geografia României, I, 1983).

Exploatarea balastului. Unele dintre cele mai semnificative modificări ale albiilor din depresiune au avut loc în urma exploatărilor de materiale aluvionare, cu deosebire pe sectoarele unde depozitele de pietrişuri şi nisipuri sunt în cantități apreciabile.

Dintre râurile din albiile cărora se extrag cantități semnificative de balast se remarcă: Someșul, Someșul Mare (la Nepos, Năsăud, Piatra, Mogoșeni, Săsarm, Beclean, Coldău, Cristeștii Ciceului, Braniștea și Mica), Someșul Mic (la Gilău, Bonțida, Iclod etc.), Mureșul (la Petelea, Cristești, Gura Arieșului, Noșlac, Beldiu, Zărieș, Bărăbanț și Vințu de Jos), Arieșul (la Moldovenești, Câmpia Turzii, Luna, Luncani și Gligorești), Târnava (la Tiur, Crăciunelu de Jos și Cistei), Târnava Mare (la Târnovița, Brădești, Odorheiu Secuiesc, Secuieni, Sighișoara, Daneș, Hoghilag, Copșa Mică, Micăsasa și Mănărade), Târnava Mică (Târnăveni, Adămuș, Cornești etc), Oltul (la Hoghiz, Hălmeag, Șona, Porumbacu de Jos, Avrig și Turnu Roșu), Cibinul (la Orlat și Veștem) etc.

De exemplu, în cazul Someșului, datorită prezenței aluviunilor cu o granulometrie propice pentru a se constitui în resursă de balast (pietriș și nisip) numărul balastierelor a ajuns la 55, iar pe sectorul Rona – Benesat se exploatează anual peste 500 mii m^3 de balast, cu o intensitate deosebită în punctele Rona, Husia, Someș Guruslău etc. (Hosu, 2009). La acestea, conform sursei citate, tot pentru râul Someș, se adaugă balastierele din amonte de defileul de la Surduc-Turbuța: Ciocmani-Băbeni, Lemniu, Rus, Chizeni, Gâlgău, Cetan, Coplean și Urișor.

Exploatările de balast, pe lângă destabilizarea patului aluvial, afectează și malurile albiei, iar în unele sectoare (cum este de exemplu în Culoarul Someșului la Turbuța, Rona, Cliț și Cormeniș), adâncirea artificială a albiei a dus la procese de subminare a versanților, soldate cu surpări (Hosu, 2009).

În același timp, exploatarea aluviunilor, din albiile râurilor principale, conduce pe de o parte la intensificarea proceselor de eroziune, de la nivelul patului aluvial, iar pe alta coborârea nivelelor de bază locale, la care se raportează afluenții acestora.

Efectul modificării nivelul de bază determină accelerarea eroziunii regresive în albiile afluenților, care la rândul lor pot accelera și iniția procese la partea inferioară a versanților. O astfel de situație este caracteristică pentru afluenții de stânga ai Târnavei: Valea Vezei, Valea Tiurului și Valea Izvorul Iezerului.

Un alt efect al intervenției antropice se referă la îngustarea albilor, în dreptul podurilor cu deschidere mică, așa cum este de obicei în cazul celor feroviare sau a unora rutiere mai vechi. Turbioanele care se creează la pilonii podurilor, prin ridicarea nivelului apei, în timpul viiturilor și a apelor mari, provoacă eroziunea patului aluvial în aval de ei, la care se adaugă și eroziuni ale malurilor.

Toate activități antropice menționate au determinat modificarea naturii și ratei de ajustare a proceselor de albie, prin perturbarea distribuției debitelor lichide și solide.

Relația dintre apă și sedimente este considerată elementul cel mai sensibil, la modificările din cadrul bazinelor hidrografice, astfel că perturbarea celor două variabile apare ca un factor major ce contribuie la schimbarea geometriei hidraulice

a albiilor de râu (Leopold et al., 1964; Knighton, 1984; Petts şi Amoros, 1984; Clark şi Wilcock, 2000; Merritt şi Wohl, 2003, citaţi de Dulgheru, 2012).

Înseamnă că în acelaşi timp, alături de activităţile cu influenţă directă asupra albiilor se remarcă cele indirecte, ca efect al schimbării modului de utilizare a terenurilor.

Dintre activităţile antropice desfăşurate, pe suprafaţa bazinelor hidrografice din depresiune, cele aferente despăduririlor, culturii plantelor şi creşterii animalelor, cu toate că se desfăşoară de cele mai multe ori pe suprafeţe de tipul versanţilor, au cel mai semnificativ impact asupra dinamicii albiilor de râu. Modificarea proceselor biofizice şi hidrologice, de pe suprafaţa versanţilor, au indus modificări ale morfologiei albiilor, prin volumul considerabil de sedimente care ajung în ele.

În majoritatea cazurilor, pe suprafeţele înclinate de tipul versanţilor, a avut loc accelerarea eroziunii, prin denudare peliculară, ravene şi torenţi, fapt soldat cu creşterea cantităţii de sedimente care au ajuns în albii. În aceste condiţii a avut loc reducerea capacităţii de transport, a debitului lichid din albii, şi creşterea vârfului viiturilor (Dulgheru, 2012). De asemenea, albiile în care se acumulează în exces sedimente provenite de pe versanţi devin mai largi şi mai puţin adânci.

Activităţile industriale. Alături de activităţile specifice, în urma cărora au rezultat forme de relief de tipul carierelor, haldelor de steril, iazurilor de decantare (Réti, 2009), terasamentelor etc., în depresiune s-au derulat şi alte activităţi care au adus modificări ale reliefului preexistent.

De exemplu, urma supraîncărcării unor terenuri, au avut loc prăbuşiri şi apariţia unor lacuri, cum sunt cele de la Bazna. De asemenea, în urma scufundării unor sonde de foraj a avut loc formarea vulcanilor noroioşi la Cetatea de Baltă (Josan, 1979). În acelaşi timp, depunerea reziduurilor industriale în apropierea albiilor minore a Târnavei Mari (la Copşa Mică) şi a Târnavei Mici (la Târnăveni) a determinat îngustarea acestora, mai sus de o anumită cotă, şi inundarea unor terenuri din amonte în timpul viiturilor (Josan, 1979).

Apariţia şi extinderea aşezărilor. Alături de intervenţiile realizate asupra reliefului preexistent, în scopuri agricole şi industriale, se remarcă cele cu rol de creare a unor condiţii optime de locuit în ansamblurile rezidenţiale (Muntean et al., 2017). În aceste locuri prin reţeaua de străzi, de canalizare, de scurgere a apei provenită din precipitaţii, precum şi prin numeroasele nivelări efectuate, aspectul iniţial al reliefului, la nivel de detaliu, a fost schimbat aproape în totalitate. Acest fapt este cel mai evident în intravilanul marilor oraşe din depresiune: Cluj-Napoca (Muntean et al., 2011), Sibiu, Târgu Mureş, Turda, Alba Iulia, Bistriţa, Dej, Sighişoara, Blaj etc.

Alături de terenurile favorabile, pentru amenajarea vetrelor de locuit (terase, lunci, glacisuri etc.), în depresiune există şi comunităţi, care au folosit în acest scop terenuri mai puţin propice, aşa cum sunt cele afectate de alunecări de tip glimee. Prin

adaptarea la relieful existent şi alături de modificările locale ale acestuia a fost posibilă edificarea vetrelor următoarelor localităţi: Heria, Romaneşti, Biia, Dâmburile, Aiton, Şoimeni etc., între forme de relief de tipul glimeelor.

Dezvoltarea unor aşezări la partea inferioară a culoarelor de vale a avut, de cele mai multe ori, ca rezultat principal, îngrădirea spaţiului de manifestare a proceselor de albie şi creşterea stabilităţii în plan a albiilor (Dulgheru, 2012).

Dezvoltarea căilor de comunicaţii. Prezenţa din cele mai vechi timpuri a aşezărilor în depresiune, precum şi existenţa din abundenţă a unor substanţe minerale utile (sare, gaz metan, materiale de construcţii etc.) a presupus edificarea unor căi de comunicaţii complexe, de tipul căilor ferate, autostrăzilor şi drumurilor de diverse tipuri (şosele, drumuri agricole, drumuri forestiere etc.). Realizarea acestora, precum şi desfăşurarea circulaţiei la nivelul lor, a însemnat într-o primă fază modificări ale reliefului preexistent (excavaţii pentru deblee, depuneri de materiale pentru deblee), iar apoi destabilizarea suprafeţelor înclinate, de tipul versanţilor din proximitatea lor, datorită vibraţiilor. Acestea din urmă au modificat starea de efort din teren, favorizând alunecările de teren.

Travaliul materialului rulant în mişcare, prin vibraţiile produse, a modificat starea de efort din teren, generând forţe favorabile procesului de alunecare. Un exemplu în acest sens, îl oferă alunecările de teren produse şi reactivate, după numeroase acţiuni de consolidare, în sectorul căii ferate Apahida – Câmpia Turzii (Mac şi Irimuş, 1991). O situaţie similară se înregistrează şi în cazul autostrăzii A1 (sectorul Sălişte – Apoldu de Jos).

De asemenea, amplasarea drumurilor agricole şi forestiere, pe suprafeţe înclinate, are ca efect concentrarea scurgerii apelor provenite din precipitaţii, pe urmele lăsate de autovehicule sau atelaje, şi formarea de ogaşe, care ajung destul de rapid la stadiul de ravene. De cele mai multe ori, pentru folosirea în continuare a drumului, soluţia aleasă este cea de mutarea a lui, cu câţiva metri în lateral, unde procese de eroziune similare, în aceleaşi condiţii de utilizare a substratului, nu întârzie să apară.

În acelaşi timp, drumurile tăiate în depozite alcătuite din roci friabile, de tipul marnelor, argilelor şi nisipurilor slab cimentate, fără o suficientă consolidare şi drenare a taluzurilor, provoacă dezechilibrări ale versanţilor, urmate de alunecări de teren şi surpări.

Concluzii relief antropic. Cele notate relevă că, în urma intervenţiei antropice, spaţiul depresionar a primit o nouă dimensiune, prin funcţia agro-industrială dobândită, fapt reflectat şi în peisajele geomorfologice transilvane (Irimuş, 1998).

Diversitatea formelor de relief antropice se explică şi prin faptul că în demersul de organizare şi amenajare a teritoriului, primul component al mediului asupra căruia se intervine este relieful preexistent.

Chiar dacă pare paradoxal, modelarea antropică a reliefului reprezintă o necesitate de bază pentru societate, cu toate că de cele mai multe ori este în detrimentul ei. Formele de relief, o dată create de om, evoluează supunându-se acelorași legi naturale obiective, iar cu cât acesta va acționa în concordanță cu ele, cu atât pericolul apariției dezechilibrelor scade (Mac, 1980b). Autorul citat notează în continuare că, neglijarea raporturilor și armoniilor naturale, dimpotrivă, conduce la puternice dezechilibre, de factură antropică, cu efecte negative pentru societate.

De asemenea, toate activitățile antropice din depresiune s-au suprapus peste un fond geomorfologic cu potențial ridicat de declanșare a proceselor geomorfologice.

Efectul intervenției antropice, asupra reliefului, a crescut pe măsura schimbărilor, care au avut loc în evoluția societății. S-a trecut astfel de la intervenții modeste, din timpul când omul era mai degrabă vânător și culegător, la intervenții radicale asupra reliefului, pe măsură ce acesta a devenit agricultor și industriaș. În același timp, conștientizând cele întâmplate la adresa reliefului, pentru limitarea lor, omul a devenit cercetător, propunând soluții, sub forma prevenirii și combaterii proceselor geomorfologice induse antropic.

CAPITOLUL 7
TENDINȚE ÎN EVOLUȚIA RELIEFULUI DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Cunoașterea detaliată a reliefului din depresiune, sub aspectul genezei și evoluției, permite stabilirea unor direcții viitoare ale dezvoltării lui, chiar dacă acest demers este unul cu caracter prezumtiv.

Pentru ajungerea la configurația actuală a reliefului, suprafața depresiunii, începând cu ultima exondare, a fost supusă modelării prin intermediul unei game variate de procese, condiționate de stările geomorfologice existente de-a lungul timpului. Astfel, cu deosebire pe parcursul Pliocenului, Pleistocenului și Holocenului agenții și procesele geomorfologice au suferit variații semnificative, pe fondul ridicării tectonice, a schimbărilor climatice, precum și a intervenției antropice. Înseamnă că în Depresiunea Transilvaniei, o dată inițiată dezvoltarea reliefului, ea a continuat cu agenți, procese și mecanisme noi, de fiecare dată când a avut loc schimbarea condițiilor geomorfologice, dar pe vechile tipare ale formelor rămase de la modelarea anterioară. S-a ajuns treptat ca noile procese să-și imprime propriile direcții de lucru, aspect care a determinat, ca formele vechi să fie supuse unei acțiuni de adaptare prin transformare (Mac, 1972), în funcție de starea calitativă a noului domeniu de modelare.

Dintre procesele geomorfologice care au acționat în trecut și care au generat forme de relief specifice, ce dăinuie și prezent, dar care nu se mai manifestă în actualele condiții, se remarcă cele din Pleistocen și Holocenul inferior. Este vorba de procesele geomorfologice determinate de condițiile periglaciare: îngheț-dezgheț, dezghețul apei din substrat în prezența permafrostului, solifluxiunea, căderile de claste, alunecările de teren de tip glimee, deraziunea etc.

O dată cu trecerea de la condiții geomorfologice periglaciare la cele temperate, începând din Holocen, are loc continuarea modelării substratului prin intermediul proceselor geomorfologice considerate actuale: procese de albie, procese de scurgere a apei pe versant, procese de deplasare în masă, procese carstice, procese asociate vulcanilor noroioși, procese geomorfologice antropice etc.

Neuniformitatea substratului a determinat ca manifestarea proceselor geomorfologice actuale să difere în funcție de tipul versanților, de litologie, precum și de modul de utilizare al terenurilor. Diferențieri semnificative sunt introduse de pantă, atât la nivelul versanților, cât și al albiilor. În acest sens dinamica proceselor geomorfologice este mai accentuată pe fronturile de cuestă și versanții cu valori mari ale declivității, comparativ cu suprafețele cvasistructurale și versanții puțin înclinați.

La fel se întâmplă și în cazul albiilor; cele prevăzute cu praguri structurale și repezișuri, elemente ce le sporesc panta pe sectoare restrânse, sunt caracterizate de eroziunea fluvială, în timp ce albiile alcătuite din nisipuri și pietrișuri sunt de obicei caracterizare de valori reduse ale pantei și acumulări de aluviuni.

Atât din cele precizate pe scurt mai sus, cât și in extenso în capitolele 5 și 6, se remarcă, în prezent, existența a două secțiuni active procesual: prima este reprezentată de albii, iar cea de-a doua de versanți (uneori doar anumite unități morfologice și funcționale). Albiile, sub aspect procesual, sunt caracterizate de o dinamică ce variază de la un sector la altul, predominând totuși eroziunea, la nivelul paturilor aluviale și a malurilor concave, în timp ce la malurile convexe are loc acumularea. La rândul lor, versanții sunt modelați îndeosebi de procese din categoria deplasărilor în masă și a eroziunii apei prin curenți concentrați. Dintre unitățile morfologice și funcționale a acestora, cea mai afectată, până în prezent de procese geomorfologice, este unitatea de maximă dinamică procesuală și transfer. De obicei, ea este poziționată, cu unele excepții, în partea mediană sau superioară a lor. În depresiune, diferențele de la o unitate morfostructurală la alta, sunt determinate atât de prezența unor orizonturi de roci cu duritate superioară, care apar în profilul versanților, cât și de dinamica proceselor trecute și actuale, în condiții de uniformitate litologică.

În urma unei evoluții îndelungate a reliefului, s-a ajuns în majoritatea cazurilor, ca cele două secțiuni active procesual să nu se influențeze în mod direct. Acest fapt este determinat de predominarea relațiilor morfodinamice de non-conlucrare dintre albii și versanți. La o astfel de situație s-a ajuns pe măsură ce între albii și versanți s-a interpus o fâșie de teren de tipul luncilor, teraselor fluviale sau glacisurilor, condiții în care evoluția versanților a devenit independentă de adâncirea râurilor, dobândind o totală autonomie (Jakab, 1979a). Alături de văile principale (în care s-au format lunci și terase extinse), umplerea masivă a celor de ordine inferioare (ceea ce a însemnat trecerea la relații morfodinamice de non-conlucrare și o diferențiere între procesele care se desfășoară în albia râurilor și pe versanți), a avut loc ca urmare a condițiilor geomorfologice deosebite din timpul glaciarului Weichselian sau Würm (Pendea, 2005).

Din cele precizate anterior este lesne de înțeles, că modelarea fluvială a determinat o eroziune semnificativă a substratului, în urma căreia a rezultat un relief fluvial complex, alcătuit dintr-o alternanță de văi și culmi interfluviale, între care se înregistrează diferențe altitudinale cuprinse îndeosebi între 200 și 300 m.

În urma cercetărilor efectuate, pentru anumite subunități morfostructurale a Depresiunii Transilvaniei, folosind metoda curbelor hipsometrice procentuale (Sandu, 1998), s-au obținut valori ale ratei de denudare cu prinse între 10 și 50 mm/10^3, pentru bazine hidrografice din Depresiunile Sibiu (Poplaca 10 mm/10^3, Valea Stupului 10 mm/10^3 și Sărata 10 mm/10^3), Sălișteа (Cerna Voda 10 mm/10^3 și

Magului 20 mm/10^3) și Apold (Răhău 10 mm/10^3, Caselor 20 mm/10^3, Reciu 30 mm/10^3 Amnaș 40 mm/10^3 și Aciliu 50 mm/10^3). Aceeași metodă a fost aplicată și pentru bazinul hidrografic Hârtibaciu (Grecu, 1992).

Diferențele înregistrate între bazinele din depresiunile Sibiu, Sălișteși Apold au fost puse pe seama stadiului de evoluție diferit al reliefului (Sandu, 1998). O dată cu formarea lor, râurile din Depresiunea Apold și-au intensificat acțiunea de eroziune și transport, din cauza raportării la nivelul de bază, în ușoară coborâre, al Mureșului, unde și rata de denudare este de peste 30 mm/10^3 ani, în timp ce râurile din depresiunile Săliștei și Sibiului s-au adâncit mai puțin, datorită nivelului de bază mai stabil al Oltului, fapt reflectat și de dinamica procesele de eroziune și transport, concretizată prin valori mai mici ale volumelor de material îndepărtat (Sandu, 1998).

Din cele notate deja este lesne de înțeles că modelarea substratului din Depresiunea Transilvaniei este un proces complex, care pornind de la situația actuală, caracterizată de prezența mai multor generații de forme de relief, va continua, într-o manieră specifică, transilvăneană, și în viitor.

Continuarea evoluției reliefului are la bază următoarele premise: relieful existent, altitudinea medie, predominarea rocilor friabile în substrat, mișcările tectonice și neotectonice, variația condițiilor climatice, prezența componentei antropice și a activitățile pe care le desfășoară etc.

Relieful existent prin parametri săi morfologici și morfometrici, caracterizat de o altitudine medie de 475 m, indică existența unui câmp favorabil, pentru ca morfogeneza să continue la același nivel ca în prezent, atât timp cât se mențin actualele condiții climatice și de utilizare a terenurilor. Alături de altitudinea medie a depresiunii, merită aduse în discuție și altitudinile maximă (1.080 m în Vârful Bichiș, la nord-vest de Sovata) și minimă (181 m – în albia Someșului, la Jibou), care prin valorile lor indică un teritoriu suficient de suspendat, față de nivelul zero al mării, considerat nivelul la care se raportează râurile transilvane, pentru ca modelarea fluvială să continue. Potențialul morfogenetic este susținut și de nivelurile de bază locale diferite, la care se raportează cele patru râuri care drenează depresiunea: Someșul, Oltul, Mureșul și Crișul Repede.

Predominarea rocilor friabile, de tipul argilelor, marnelor, nisipurilor etc., în componența substratului, reprezintă, alături de utilizarea terenurilor, desfășurată pe fondul actualelor condiții climatice, principala variabilă, care direcționează evoluția reliefului, atât la nivel de detaliu, în timp scurt, cât și la modul general, la scara timpului geologic.

O importanță deosebită, în evoluția viitoare a reliefului din depresiune, o au mișcările tectonice și neotectonice. Sub acest aspect, Depresiunea Transilvaniei este antrenată și ea, cu până la 2 mm/an (Geografia României, I, 1983), de mișcările tectonice, de semn pozitiv, ce se înregistrează în Munții Carpați. Valorile diferă de la o unitate morfostructurală la alta, în funcție de distanța față de catenele Munților

Carpați, antrenate diferit pe verticală: 4 – 5 mm/an în aria cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, 2 – 3 mm/an pentru blocurile cristaline ale Carpaților meridionali și 1 – 2 mm/an în Munții Apuseni (Geografia României, I, 1983). Aceste mișcări nu reprezintă altceva decât manifestarea unei faze tardive a orogenezei alpine (Posea et al., 1974). De asemenea, la nivel local, mai precis în aria cutelor diapire, efectul tectonic al sării, probabil încă se mai face simțit și determină instabilitate la nivelul versanților (Irimuș, 1998).

Evoluția reliefului, în condițiile enumerate mai sus, se leagă de cele două secțiuni active procesual, existente în prezent pe suprafața depresiunii: albiile și versanții.

În cadrul **albiilor**, procesele de eroziune, transport și acumulare vor continua practic modelarea care are loc în prezent. Acest aspect este cel mai ușor de urmărit și anticipat în cazul albiilor râurilor principale (Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieu, Almaș, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Hârtibaciu, Cibin etc.), unde pe fondul scăderii debitului solid și chiar a celui lichid (în condițiile unei diminuări a cantitățile medii multianuale de precipitații), procesul de meandrare va diminua în continuare, așa cum se întâmplă încă din Holocenul Mediu, iar albiile se vor îndrepta. Unul dintre efectele principale ale acestui proces v-a fi incizia și mai evidentă a luncii actuale, inclusiv pe anumite sectoare, unde ea este întârziată, cum este cel al Mureșului cuprins între Teiuș și Alba Iulia. În continuare, dacă condițiile o vor permite, pe măsură ce incizia luncii actuale se finalizează, se va trece la dezvoltarea unei noi albii majore (o nouă etapă protoaluvială), care ulterior prin aluvionare (etapă de agradare – posibil cu albie despletită) și o nouă incizie (pe fondul existenței procesului de meandrare – inițial intens apoi în diminuare), să treacă în condiția unei lunci noi, în timp ce lunca actuală se va înscrie, în mod firesc, în categoria teraselor propriu-zise. Cea mai evidentă tendință, în acest sens, se poate observa, încă de pe acum, pentru unele râuri din nord-vestul depresiunii, cum sunt Brâglezul, Almașul și Agrijul (afluenți de stânga ai Someșului). În cazul lor se remarcă, alături de procesele de adâncire la nivelul patului aluvial, și o eroziune evidentă la maluri, care pe alocuri determină, pe fondul lărgirii albiei majore, degradarea luncii actuale și reducerea ei la fragmente, care pe măsura unei noi incizii, vor trece în categoria teraselor propriu-zise (Roșian, 2011). Trebuie menționat, că această schemă cronologică se bazează exclusiv pe evoluția anterioară, motiv pentru care doza ei de subiectivitate este ridicată.

Comparativ cu albiile râurilor principale, în cele ale râurilor secundare, probabil, procesul esențial va fi cel de eroziune la maluri și în patul aluvial, pe fondul unor acumulări locale, ca o continuare a situației actuale, când tendința este de atingere unui echilibru dinamic, dictat de nivelul de bază local și general.

Dacă până acum referirile s-au făcut la albiile care evoluează în regim natural, cu totul alta este situația în cazul albiilor amenajate antropic. De exemplu, pe sectoarele de râu consolidate și îndiguite, așa cum este în cazul Someșului Mic, între

Gilău și Sânnicoara, dar și în cazul altor râuri, în lipsa unei eroziuni laterale, există posibilitatea ca albiile să se adâncească în paturile aluviale, ca rezultat al consumului de energie în exces (Feier, 2010). Totuși, și în astfel de cazuri, conform autoarei citate, la un moment dat, când scurgerea iese de sub influența lucrărilor hidrotehnice, prin adâncire sub nivelul de consolidare a malurilor, râul va avea tendința să revină, pe cât posibil, la caracterul său natural.

În același timp, referitor la dinamica albiilor râurilor, nu trebuie uitat că o parte din materialele, care ar fi trebuit să ajungă în sectoarele inferioare ale râurilor, vor rămâne în lacurile de acumulare actuale și în cele care se vor construi în viitor sau vor fi exploatate ca balast, fapt ce contribuie la sporirea inciziei albiilor.

Pe suprafața **versanților** evoluția reliefului v-a continua prin intermediul celor două mari categorii de procese care le sunt specifice: scurgerea apei și deplasările în masă.

Scurgerea apei pe suprafața versanților, a determinat, o dată cu creșterea intervenției antropice, asupra modului de utilizare a terenurilor, apariția unor forme de relief tipice, reprezentate îndeosebi prin rigole, ogașe, ravene și torenți. Cu toate că ele nu constituiau o trăsătură specifică, modelării versanților în timpul Holocenului transilvan (Pendea, 2005), au devenit cu timpul forme de relief prezente, pe majoritatea suprafețelor înclinate, utilizate ca arabil sau pășune. Fără nicio îndoială ele sunt forme de relief induse antropic, a căror dezvoltare cu siguranță v-a lua amploare în viitor, dacă se mențin actualele practici de utilizare a terenurilor.

Deplasările în masă, reprezentate de rostogoliri, surpări, alunecări de teren, pseudosolifluxiune, creep etc. vor continua probabil, în aceeași manieră ca și în prezent, atât timp cât modul și optica de utilizare a terenurilor rămân neschimbate.

De exemplu, în cazul alunecărilor, dacă la începutul Holocenului ele erau legate de particularitățile substratului (înghețat sau în curs de dezghețare, datorită condițiilor periglaciare) și erau reprezentate prin cele de tip glimee (profunzime, suprafețe mari, număr redus situri, adică de ordinul sutelor), ulterior pe măsura intervenției antropice, asupra modului de utilizare a terenurilor, ele au început să fie reprezentate de cele în brazde, lenticulare și de tip curgere (caracterizate de adâncime mică, suprafață redusă și număr mare de situri – de ordinul miilor).

Având în vedere timpul scurt de la schimbarea modului de utilizare a terenului, în sensul că doar în câteva secole s-a trecut de la predominarea suprafețelor ocupate de pădure, la predominarea celor ocupate de fâneață, pășune și teren arabil, consider, că răspunsul substratului, la o asemenea intervenție antropică, nu a fost dat încă complet, chiar cu posibilitatea ca apogeul, cel puțin în ceea ce privește declanșarea alunecărilor de teren să nu fi fost atins. Cu alte cuvinte, răspunsul la modul de utilizare a terenurilor nu este încă în totalitate exprimat în morfologie.

Înseamnă că se va asista în continuare la retragerea versanților, prin intermediul alunecărilor de teren, îndeosebi în partea mediană și superioară. Imposibilitatea

evacuării materialelor, reprezentate de către corpurile de alunecare, va determina acumularea lor la partea inferioară a versanților și la contactul cu terasele sau lunca, sub formă de glacisuri.

Datorită proceselor geomorfologice, care au loc pe versanți, îndeosebi la partea mediană și superioară a acestora, tendința evolutivă v-a fi spre intersecția suprafețelor, situate de o parte și de alta a unui interfluviu, ceea ce înseamnă printre altele reducerea volumului reliefului situat peste anumite valori altitudinale relative, în conformitate cu situația existentă în fiecare culoar de vale. În același timp prin acumularea materialelor dislocate, la baza versanților, va crește volumul reliefului situat sub anumite valori altitudinale relative locale. Cu siguranța, o parte din materialele mobilizate, de către procesele care au loc pe suprafața versanților, vor fi transportate în albiile râurilor și de aici mai departe, în afara spațiului depresionar, continuând complexul proces de eroziune fluvială, început o dată cu exondarea depresiunii.

În condițiile în care, rata de eroziune, probabil, este mai redusă decât cea de înălțare, pe fondul adâncirii râurilor, se va ajunge la creșterea altitudinilor relative dintre albii și interfluvii, aspect care va întreține un potențial crescut pentru desfășurarea eroziunii. Cu toate acestea nu trebuie omis faptul că suprafețele tampon dintre albii și versanți, de tipul luncilor, teraselor și glacisurilor vor fi tot mai extinse, fapt care, la fel de probabil, v-a determina anularea acestui potențial.

Dinamică proceselor geomorfologice, din secțiunile active, va fi cu siguranță influențată în viitor și de tendința de creștere a cantităților de precipitațiilor abundente în 24 de ore (Arghiuș et al., 2011; Roșca et al., 2016), pe fondul scăderii cantităților medii anuale de precipitații, asociată modificărilor climatice preconizate să continue. Ceea ce nu se știe însă este cum vor influența modificările climatice dinamica proceselor geomorfologice și care va fi răspunsul concret, exprimat morfologic, al substratului la acestea.

În același timp, indiferent că vorbim de albii sau de versanți, nu trebuie neglijată intervenția antropică, cea în urma căreia vor rezulta forme de relief specifice, reprezentate la fel ca în prezent de: goluri miniere, tuneluri, cariere, balastiere, deblee, aterisamente, ramblee, diguri, halde, iazuri de decantare, terasamente, agroterase etc.

Nu trebuie să uităm că omul poate interveni și în direcția stabilizării terenurilor, acțiuni care în viitor, pe măsura conștientizării situației la care s-a ajuns, datorită eroziunii, și a unor posibilități tehnice adecvate, pot remedia efectele activităților de despădurire și desțelenire a terenurilor.

Astfel, dintre factorii care au direcționat morfogeneza din depresiune, într-o manieră specifică, încă de la începutul Holocenului se remarcă climatul și omul, ei având în general o acțiune contrară (Pendea, 2005). Climatul a avut tendința să frâneze dinamica accelerată a Pleistocenului superior, prin intermediul unei vegetații

forestiere, care acoperea majoritatea versanților, menținând o torențialitate în general incompletă, și reluări ale proceselor de alunecare, produse la sfârșitul Pleistocenului.

Omul, prin influența sa crescândă, mai ales începând cu Neoliticul, a distrus pe alocuri echilibrul morfodinamic al versantului, prin depășirea unor praguri de stabilitate (Pendea, 2005), fapt ce a determinat accelerarea unor procese geomorfologice, care se desfășurau în condiții naturale, specifice Holocenului. Este astfel practic imposibil de precizat, atât pentru trecut, când au avut loc debutul și intensificarea activităților antropice în depresiune, cât și în viitor, proporția participării factorilor naturali și antropici în morfogeneză.

Tocmai din acest motiv și de acum înainte este greu de anticipat participarea fiecărui tip de factor, natural sau antropic, în modelarea reliefului. Pentru că atât omul (prin împăduriri și lucrări de îmbunătățiri funciare), cât și climatul (prin cantități suficiente de precipitații, distribuite uniform și temperaturi prielnice), dacă favorizează instalarea vegetației forestiere și formarea unor orizonturi de sol profunde, pot contribui în mod semnificativ la stabilitatea terenurilor. În același timp, aceeași doi factori, prin continuarea acțiunilor de defrișare și desțelenite a vegetației, respectiv prin creșterea neuniformității cantităților de precipitații și a variațiilor de temperatură, vor determina și induce, în continuare, procese geomorfologice care sporesc instabilitatea terenurilor și apariția de noi forme, prin intermediul cărora relieful evoluează, spre noi stări de echilibru dinamic, exprimate morfologic.

CONCLUZII

Localizarea Depresiunii Transilvaniei, la interiorul Arcului Carpatic, a influenţat într-o manieră proprie formarea reliefului său. Prin raportare la munţii şi insulele cristaline care o înconjoară, devine evidentă una dintre principalele sale caracteristici, şi anume cea de depresiune intracarpatică. Ea este delimitată de toate cele trei catene carpatice, precum şi de către insulele cristaline din nord-vest: Masivul Dealul Mare, Masivul Preluca şi Dealul Dumbrava.

În partea estică, dintre subunităţile Carpaţilor Orientali, cu care vine în contact se remarcă: Munţii Ţibleşului, Munţii Rodnei, Munţii Bârgăului, Munţii Căliman, Munţii Gurghiului, Munţii Harghita şi Munţii Perşani. În partea sudică se extinde până la: Munţii Făgăraş, Munţii Lotrului, Munţii Cindrel şi Munţii Şureanu (subunităţi ale Carpaţilor Meridionali). Pe flancul vestic este delimitată de Munţii Apuseni, care datorită particularităţilor evolutive, oferă un traseu mult mai neregulat al limitei, dat în special de către extremităţile răsăritene a Munţilor Trascău, Muntele Mare, Munţii Gilău, Munţii Vlădeasa şi Munţii Meseş.

Depresiunea, astfel delimitată, ocupă o suprafaţă de 24.651 km^2 ceea ce reprezintă 10,3% din suprafaţa României. Ea este drenată de către râuri aparţinând bazinelor hidrografice Someş, Mureş şi Olt, la care se adaugă cele din bazinului superior al Crişului Repede.

Cu toate că în prezent, limitele Depresiunii Transilvaniei se suprapun unor denivelări morfologice, a căror valoare depăşeşte în multe cazuri 500 – 1.000 m, înainte şi în momentul schiţării acesteia situaţia era cu totul alta. Este elocvent, în acest senst, modul în care se prezintă litologia formaţiunilor mezozoice, atât în perimetrul bazinului tectonic al Transilvaniei, cât şi în rama carpatică. La rândul său, fundamentul precretacic superior, al depresiunii, apare la suprafaţă în unităţile înconjurătoare, în timp ce marginile cuvetei au caracterul unor ingresiuni, pe un relief aflat în scufundare (Irimuş, 1998), aspect evidenţiat şi de către procesele de eroziune care s-au desfăşurat după aceea.

Ca extensiune, depresiunea tectonică a Transilvaniei, se suprapune mai mult sau mai puţin perfect celei morfologice. Nici sub raport fizico-geografic şi morfologic, ea nu corespunde însă cu unitatea tectonică, a cărei extensiune a fost iniţial mult mai mare. Aceasta deoarece, lanţul vulcanic, format în neogen în partea sa estică, a determinat trecerea unei fâşii, din suprafaţa tectonică propriu-zisă, în domeniul montan al Carpaţilor Orientali, unde se regăseşte sub forma lanţului vulcanic Oaş-Gutâi-Ţibleş-Căliman-Gurghiu-Harghita.

Limitele primordiale ale Depresiunii Transilvaniei, faţă de unitatea montană înconjurătoare, au fost prin urmare de natură tectonică, ele conturând primele relaţii

spațiale cu catenele carpatice. Raporturile morfologice, între cele două unități, au fost întreținute de schimburi energetice și de masă *„care au condiționat un transfer carpatic în cadrul spațiului depresionar bazinal”* (Irimuș, 2006, p. 110). Practic, catenele montane antrenate ulterior într-o mișcare de ridicare, au furnizat materialul necesar formării depozitelor sedimentare neogene din depresiune.

Pe măsura evoluției reliefului, contactul dintre Depresiunea Transilvaniei și Munții Carpați a ajuns să fie bine exprimat morfologic, datorită individualizării unor unități de tranziție, cu caractere structurale și geomorfologice proprii (Popescu, 1990), de tipul dealurilor și depresiunilor submontane. În funcție scara la care sunt abordate, relațiile spațiale dintre depresiune și munte sunt complexe și se definesc prin raporturi tectono-structurale, morfologice, morfohidrografice, biopedogeografice și morfo-antropice.

Unități morfostructurale. Cu toate că raportată la unitatea montană, care o delimitează, Transilvania este o depresiune, sub aspect geomorfologic ea nu reprezintă un spațiu uniform, motiv pentru care se pot delimita numeroase unități și subunități morfostructurale. Se deosebesc în acest sens două unități majore: **Podișul Transilvaniei** și **Dealurile și Depresiunile Submontane**; dintre acestea, cea care dă nota de specificitate este Podișul Transilvaniei.

S-a ajuns astfel, ca în urma unei evoluții complexe, în Depresiunea Transilvaniei, să existe un relief concentric, care înclină și descreşte altitudinal spre partea centrală, reprezentat de: Dealurile și Depresiunile Submontane (mai înalte), Podișul Transilvaniei (mai coborât altitudinal), iar în interiorul acestuia, teritoriile din vecinătatea văilor mari îmbracă forma de dealuri și coline (Morariu et al. 1980).

Podișul Transilvaniei cuprinde partea centrală a depresiunii. Denumirea de podiș vine de la morfologia de ansamblu a unor unități morfostructurale ale Podișului Someșan (Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Șimișna Gârbou) și Podișului Târnavelor (Podișul Hârtibaciului, Podișul Secașelor etc.). Caracterul de podiș este conferit și de modul cum sunt dispuse depresiunile, de la contactul cu muntele, și culoarele văilor interioare, care sunt mult adâncite sub nivelul suprafețelor interfluviale. Acest fapt le conferă celor din urmă *„un caracter de relativă suspendare, adică de podiș”* (Morariu et al, 1980, p. 2).

La nivelul Podișului Transilvaniei există deosebiri evidente, între morfologia diverselor subunități, din cauza unei evoluții complexe, care a determinat ca morfologia inițială, de podiș, să fie estompată pe suprafețe considerabile. De exemplu, teritoriul cuprins între Someșuri și Târnava Mică, datorită prezenței nivelului de bază coborât al Mureșului, a evoluat sub aspect morfologic, până la stadiul de dealuri sau coline (Morariu et al., 1980); comparativ cu această situație, între Târnava Mică și Olt, precum și la nord de cele două Someșuri, morfologia de podiș este mult mai bine conservată (Morariu et al., 1980).

Pornind de la aceste argumente, în cadrul Podișului Transilvaniei se pot delimita trei unități morfostructurale: Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor, caracterizate de o morfologie distinctă, rezultată îndeosebi în urma adaptării râurilor la structură și litologie, adaptare care a dictat ulterior și evoluția versanților. Din cauza neuniformității morfologice, care le caracterizează, fiecare din cele trei unități prezintă numeroase subdiviziuni: Podișul Purcăreț-Boiu Mare, Dealurile Ciceului, Culmea Breaza, Dealurile Năsăudului, Dealurile Clujului și Dejului, Dealurile Șimișna-Gârbou (pentru Podișul Someșan), Câmpia Someșană și Câmpia Mureșană (pentru Câmpia Transilvaniei), Dealurile Târnavei Mici, Podișul Hârtibaciului și Podișul Secașelor (pentru Podișul Târnavelor).

Dealurile și Depresiunile Submontane sunt dispuse concentric, aproape continuu, în jurul Podișului Transilvaniei și se extind până la limita cu Munții Carpați și Jugul Intracarpatic. Comparativ cu Podișul Transilvaniei, ele au în majoritatea cazurilor și caracteristici comune cu grupele montane, cu care se învecinează; această afirmație este valabilă atât pentru Dealurile Submontane, care de multe ori au înălțimi și caracteristici montane - Dealul Bichiș (1.080 m), Dealul Șiclod (1.028 m), Dealul Firtuș (1.060 m) - , cât și pentru Depresiunile Submontane, care sunt influențate de prezența muntelui din apropiere (de exemplu Depresiunea Sălișteși Depresiunea Praid-Sovata). În componența lor intră preponderent unități deluroase (cu deosebire în partea estică și vestică) și depresionare (în partea sudică și nordică).

În cadrul lor se remarcă următoarele subunități: Depresiunea Târgu-Lăpuș, Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Sibiului, Depresiunea Sălișteș, Depresiunea Apold, Culoarul Turda – Alba Iulia, Podișul Măhăceni, Masivul Feleacului, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Podișul Păniceni, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș – Agrij.

Urmărirea principalelor diviziuni și subdiviziuni, relevă că, ele au o morfologie diversă și complexă, rezultată în urma unei evoluții îndelungate. Comparativ cu partea centrală a depresiunii (Podișul Transilvaniei), care este mai uniformă, Dealurile și Depresiunile Submontane sunt mult mai diverse, în condițiile în care diferitele sale subdiviziuni sunt influențate direct de prezența Munților Carpați.

Evoluția geologică a Bazinului Transilvaniei a început în Cretacicul superior, prin scufundarea neuniformă a uscatului existent, după ce au fost puse în loc elementele structurale din Carpații Orientali, Munții Apuseni și din fundamentul bazinului (Ciupagea et al., 1970).

Bazinul Transilvaniei se suprapune în mare parte cu bazinul sedimentar episutural, care s-a format în urma scufundării unui bloc litosferic cristalino-mezozoic, începând din Cretacicul superior și continuând până în Pliocen (Dumitrescu, 1962; Săndulescu și Visarion, 1976; Ciupagea et al., 1970; Bally și Snelson, 1980; Sanders et al., 2002). El a primit denumirea de Blocul Transilvan și se caracterizează printr-un comportament tectonic semi-autonom în cadrul

domeniului Carpato-Panonic, fapt susținut de proprietățile geofizice și morfologice pe care le prezintă (Sanders et al., 2002).

Procesul de sedimentare și tectonica au fost influențate de evoluția lanțului carpatic, care prin ridicarea suferită la sfârșitul Sarmațianului, a determinat crearea unui bazin de sedimentare închis (Krézsek, 2005), fără legături cu mările de la exterior.

Din ***Paleozoic*** datează cele mai vechi formațiuni geologice interceptate în fundamentul Bazinului Transilvaniei. Sub aspectul vârstei aparțin Permianului inferior și apar îndeosebi sub faciesuri continentale (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998).

Dacă la începutul Mezozoicului, în ***Triasic***, erau în continuare prezente condiții continentale, pe suprafața teritoriilor ocupate, de viitorul orogen carpatic, cel care urma să cuprindă și Bazinul Transilvaniei, spre sfârșitul acestuia și începutul Jurasicului, uscatul respectiv suferă un proces de fragmentare, numeroasele blocuri rezultate scufundându-se sub nivelul suprafeței mărilor sud-est europene (Ciupagea et al., 1970). Pe teritoriul României, procesul de fragmentare a scoarței continentale va determina implicit deschiderea riftului transilvan (tethysian).

Odată cu începutul ***Cretacicului*** debutează ciclul compresiv al Orogenului Carpatic, pe fondul inițierii procesului de subducție și a închiderii teritoriilor oceanice, care se ulterior se va încheia cu tectogenezele moldavice din Sarmațian, prin definitivarea structurii majore a acestuia (Săndulescu, 1984). La începutul Cretacicului superior are loc o transgresiune marină semnificativă, datorită mișcărilor de coborâre, care au avut loc în Cenomanian, ce persistă până spre sfârșitul Cretacicului, când începe tectogeneza laramică (Mutihac, 1990). Mișcările din cadrul ei vor definitiva, în mare măsură, ansamblurile structurale inițiate în faza austrică, afectând inclusiv Transilvanidele (Balintoni, 1997).

La sfârșitul Cretacicului superior, concomitent cu procesul de subducție și acțiunea compresivă aferentă, în anumite sectoare interne ale Orogenului Carpatic s-a produs o distensie, care a generat bazinele molasice post-tectonice, așa cum este Bazinul Transilvaniei (Săndulescu, 1984). Ulterior ele vor fi invadate de apele marine, care vor favoriza acumularea de sedimente, în cantități considerabile, provenite din materialul clastic rezultat în urma ridicării lanțului carpatic (Ciupagea et al., 1970; Huismans et al., 1997; Ciulavu et al., 2002). În continuare, la limita dintre Cretacic și Paleogen are loc o compresie, ce determină inversarea sistemelor de rifturi senoniene (Hosu, 1999; Codrea și Hosu, 2001), proces care ridică compartimentul nordic al Bazinului Transilvaniei deasupra nivelului mării (Ciupagea et al., 1970; Gheerbrant et al., 1999; Codrea și Godefroit, 2008).

La nivelul Neozoicului, continuă procesul de exondare a teritoriilor, ce intră în componența Bazinului Transilvaniei, doar că acesta nu este unul continuu, existând și intervale de revenire a apelor, sub forma unor transgresiuni.

În ***Paleogen*** are loc o puternică eroziune, a uscatului carpatic post-laramic şi ale unor porţiuni ale fundamentului Bazinului Transilvaniei, realizată de către agenţii externi (Hosu, 1999; Codrea şi Hosu, 2001). Tot în această perioadă, în intervalul cuprins între Paleocen şi Eocen s-au produs o serie de transgresiuni şi regresiuni marine, care au cauzat o succesiune de depozite continental-marine de vârstă paleocen-eocenă (Gheerbrant et al., 1999; Codrea şi Dica, 2005). În Eocen sedimentaţia marină se reia şi în compartimentul nordic al Bazinului Transilvan, fapt ilustrat de succesiunea formată din cicluri transgresive-regresive marine-continentale (Moisescu, 1975; Popescu, 1978; Rusu, 1989, 1995; Hosu, 1999; Kovacs şi Arnaud-Vannau, 2004).

În ***Neogen*** din cauza relativei izolări a Bazinului Transilvaniei, de celelalte bazine tectonice, are loc intensificarea proceselor de sedimentare (Sanders et al., 2002), bazate pe materiale provenite din unităţile montane înconjurătoare, fapt ce contribuie la umplerea lui. Tot în timpul Neogenului, mai precis în Miocenul superior (intervalul Pannonian - Ponţian) are loc încheierea procesului de sedimentare marină din Bazinul Transilvaniei (Ciupagea et al., 1970; Krézsek şi Filipescu, 2005).

La sfârşitul Neogenului şi începutul ***Cuaternarului***, odată cu ridicarea în bloc a Munţilor Carpaţi are loc şi ridicarea Bazinului Transilvaniei, eveniment care determină ca apele marine din acesta, să se dreneze spre teritoriile, mai joase, exterioare Carpaţilor.

În aceste condiţii, definitivarea configuraţiei bazinului a avut loc însă doar în Pliocenul Superior – Cuaternar, ca urmare a mişcărilor de ridicare generală a Munţilor Carpaţi, cele care au dat şi configuraţia actuală şi unităţilor înconjurătoare (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

Structura geologică a Bazinului Transilvaniei. Evoluţia geologică a Bazinului Transilvaniei, a determinat existenţa a două categorii de elemente structogenice: Fundamentul pre-cretacic superior (în categoria căruia intră roci metamorfice, magmatice şi sedimentare, care au o structură sub formă de pânză de şariaj) şi Cuvertura sedimentară (reprezentată de sedimentele depuse spre partea superioară, dar care nu au fost deranjate tectonic, sub formă de pânze de şariaj sau cutări majore, altele decât cutele diapire şi domurile gazeifere).

Fundamentul Bazinului Transilvaniei. Cunoaşterea acestuia a fost posibilă doar indirect, în condiţiile în care numărul forajelor, care au reuşit să-l străpungă, pentru a intercepta formaţiuni aparţinând Permianului, Triasicului, Jurasicului şi Cretacicului inferior, este redus. Prin analogie cu rocile care aflorează în lanţul carpatic, se consideră că sub formaţiunile permo-mezozoice, interceptate în foraje, există roci cristaline, care sunt de fapt extensii ale celor carpatice, ce se regăsesc în prezent în fundamentul bazinului, datorită subsidenţei de mare amploare, pe care el a înregistrat-o îndeosebi pe parcursul Neozoicului. Rocile cristaline din fundament

sunt acoperite de depozite sedimentare puternic deformate, care, conform datelor cunoscute până în prezent, aparţin intervalului Permian - Cretacic inferior şi sunt reprezentate în special prin calcare, argile, gresii şi conglomerate (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998).

Cuvertura sedimentară a Bazinului Transilvaniei. Datorită atât neregularităţilor fundamentului cristalin, afectat de numeroase falii, care delimitează zone ridicate şi depresionare, cât şi mişcărilor pe verticală, care au avut loc o dată cu formarea depozitelor, umplutura sedimentară a bazinului, prezintă diferenţe accentuate de la un compartiment la altul (Matei, 1983).

Caracteristicile sedimentelor şi evoluţia tectonică au permis divizarea succesiunii sedimentare a cuverturii, din bazin, în patru megasecvenţe tectono-stratigrafice (Krézsek, 2005): Cretacic superior (are loc depunerea megasecvenţei senoniene în sisteme de rifturi extensionale-transtensionale, generate de colapsul orogenului mezo-cretacic), Paleogen - Miocen bazal (la modul general este dominat de o sedimentare relativ constantă, dar cu o rată scăzută, în care pot fi remarcate câteva reactivări compresionale minore ale unor sisteme de falii Cretacic superioare; pentru partea nord-vestică a bazinului se remarcă existenţa unei alternanţe de condiţii de sedimentare, continental şi maritim, care vor imprima caracteristici specifice depozitelor), Miocen inferior (caracterizat de prezenţa formaţiunilor de facies continental, marin, precum şi de tranziţie, ele apărând la zi, îndeosebi în partea nord-vestică a bazinului) şi Miocen mediu-superior (are loc continuarea sedimentării prin depunerea conglomeratelor fan-deltaice şi depozitelor de facies marin cu orizonturi de tuf, apoi a formaţiunii cu evaporite, în cadrul căreia se remarcă sarea, peste care urmează apoi întreaga suită de formaţiuni geologice de vârstă sarmaţiană şi panoniană, în care predominate sunt marnele, argilele, nisipurile, gresii, dispuse în alternanţă şi prevăzute inclusiv cu intercalaţii de tufuri).

Alături de formaţiunile depuse în cadrul celor patru megasecvenţe tectono-stratigrafice, pe alocuri, în Bazinul Transilvaniei, au mai avut loc şi alte depuneri, între care se remarcă: tufurile calco-alcaline, depuse în timpul Pliocenului datorită erupţiilor vulcanice bazaltice, din partea superioară a acestuia (Krézsek, 2005), aglomeratele vulcanice andezitice, rezultate în urma erupţiilor care au avut loc în lanţul vulcanic Căliman-Gurghiu-Harghita, începând de la sfârşitul Pannonianului şi până în Pleistocen (Mac, 1972), depozitele fluviale de luncă şi terasă, precum şi cele la baza versanţilor acumulate în Cuaternar.

Formarea şi evoluţia reliefului din Depresiunea Transilvaniei. După retragerea apelor pannoniene, întreaga Depresiunea a Transilvaniei rămâne exondată definitiv şi debutează procesul modelării, prin intermediul agenţilor şi proceselor exogene. Ridicarea deasupra nivelului mării nu s-a făcut simultan şi integral în tot spaţiul depresionar. Îndeosebi în Dealurile şi Depresiunile Submontane şi în partea nord-vestică a depresiunii, suprafeţele de teren au fost exondate definitiv mai de

timpuriu (Sarmațian), fapt care le-a permis astfel să intre mai devreme sub incidența proceselor geomorfologice subaeriene.

La sfârșitul Pannonianului, după exondare, teritoriul depresiunii avea aspectul unei câmpii înalte, fluvio-marine și fluvio-lacustre în partea sa centrală și sud-estică, în timp ce în partea nordică se păstrau resturi ale unor suprafețe exondate anterior (Geografia României, III, 1987), care aveau deja o morfologie specifică, rezultată în urma unei modelări subaeriene. Pe alocuri, în Dealurile Bistriței și Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, suprafețele exondate în Sarmațian și Pannonian au fost ulterior fosilizate de depozite mai noi, cum sunt aglomeratele vulcanice, rezultate în urma erupțiilor, care au avut loc în Carpații Orientali.

Pe suprafața proaspăt exondată, orientarea generală a rețelei hidrografice din depresiune, de la est spre vest, este conformă cu proveniența și cu direcția de transport a sedimentelor pliocene, precum și cu panta reliefului inițial, prea puțin ondulat, apărut după retragerea apelor (Ciupagea et al., 1970).

Suprafața inițială a depresiunii prezenta o cădere continuă începând din est, de unde provenea marea majoritate a sedimentelor pliocene, spre două direcții: spre nord-vest și spre sud-est (Ciupagea et al., 1970). După sursa citată, direcțiile respective au fost determinate de cele două porți de evacuare a apelor spre Depresiunea Panonică, și anume poarta Someșului și defileul Mureșului. Această situație este datorată ridicărilor semnificative, ce au avut loc în Carpații Orientali, care chiar dacă s-au ridicat cel mai mult, comparativ cu Meridionalii, nu sunt cei mai înalți, deoarece sunt alcătuiți predominant din roci relativ puțin consolidate, specifice molasei miocene, care se extindea pe suprafețe extinse în cadrul lor (Ciupagea et al., 1970).

Se explică astfel de ce, râurile din prima generație, și anume Oltul, Hârtibaciul, cele două Târnave, Mureșul și cele două Someșuri, și-au păstrat până în prezent, pe cea mai mare parte din traseul lor, caracterul inițial de văi consecvente, atribut pe care l-au pierdut numai în unele sectoare restrânse (Ciupagea et al., 1970), datorită evoluției locale ulterioare.

Rețeaua de văi formată imediat după exondare, datorită suprafeței inițiale, relativ uniforme, pe care s-a instalat, aveau o configurație în plan mult mai simplă, raportat la cea actuală. Ea era formată inițial, mai mult din cursuri cu caracter subsecvent, dispuse paralel spre partea centrală și spre vest (Ciupagea et al., 1970). Râurile provenite din unitatea montană, se adaptează astfel liniilor de cea mai mare pantă, denivelărilor morfologice, contactelor litologice și structurale specifice suprafeței primordiale, încercând să se organizeze pe bazine hidrografice.

Abia ulterior, conform autorilor citați, această rețea, îndepărtând depozitele pliocene de pe suprafețe extinse și intrând în sedimente mai vechi, caracterizate de o tectonică rupturală, cu atât mai intensă cu cât depozitele traversate erau mai vechi, a suferit numeroase transformări, până la configurația actuală, una destul de

complexă pe alocuri, îndeosebi datorită adaptării la structură (cute diapire, brahianticlinale, domuri etc.).

Diversificarea și complicarea rețelei hidrografice, la care se adaugă drenarea ei, spre exteriorul depresiunii, ceea ce înseamnă remanieri semnificative, și spre alte direcții cardinale, decât cea vestică, așa cum este în cazul celei din bazinul Oltului, care merge spre sud, a determinat transformarea suprafeței inițiale, într-una cu aspect deluros, pe alocuri chiar colinar, caracterizată de existența unei alternanțe de văi, străjuite de versanți și interfluvii înguste sau rotunjite, prevăzute cu martori de eroziune petrografici și structurali.

Legat de formarea și evoluția rețelei de văi, cea în urma căreia a rezultat relieful fluvial din Depresiunea Transilvaniei, este și geneza interfluviilor, în condițiile în care ele sunt considerate suprafețele de teren care separă văile. Interfluviile majore nu sunt altceva decât porțiuni din suprafața inițială a depresiunii, orientate spațial după direcția curgerii râurilor principale.

La configurația și modul de dispunere a interfluviilor actuale au contribuit alături de evoluția rețelei hidrografice și procesele geomorfologice derulate pe suprafața versanților, care nu de puține ori au determinat intersecția acestora, caz în care interfluviile au fost reduse la creste de intersecție. În aceste condiții s-a ajuns ca altitudinea medie a interfluviilor să scadă, în general dinspre marginile depresiunii spre partea centrală.

Formarea și evoluția reliefului din depresiune, deși a fost una continuă, poate fi totuși diferențiată în etape, în funcție de direcțiile principale pe care le-a urmat:

- etapa suprafeței primordiale, proaspăt exondate;
- etapa formării rețelei principale de râuri și stabilizarea lor pe actualele trasee;
- etapa formării reliefului fluvial (adâncirea râurilor, individualizarea interfluviilor, formarea versanților, a teraselor și a luncilor) și a evidențierii reliefului structural și petrografic;
- etapa formării reliefului de detaliu din albii și de la nivelul versanților, pe fondul actualelor condiții de modelare, specifice climatului temperat și a intervenției antropice.

Prin dezvoltarea culoarelor de vale, în detrimentul suprafeței primordiale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Târgu Lăpuș, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Sălișteˈ, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hășdate – Vlaha, Depresiunea Huedin și Depresiunea Almaș-Agrij), a început treptat detașarea depresiunii de munte, context în care nu mai există o continuitate a interfluviilor majore care vin din spațiul montan cu cele din depresiune. Excepția fac doar câteva sectoare, dintre care se remacă cel din nordul depresiunii de la contactul dintre Munții Rodnei și Țibleșului cu Podișul Someșan (Dealurile Năsăudului și Dealurile Ciceului). Chiar și în acest caz, la ieșirea râurilor din munte, văile lor prezintă lărgri, sub formă de bazinete deprezionare de

contact (Telciu, Parva și Sângeorz-Băi), legate între ele prin prin curmături înalte, alcătuind un culoar suspendat și compartimentat, dar mai coborât altitudinal cu 200 – 400 m, față de culmile sudice ale munților. Practic și în acest caz tendința este aceeași, și anume cea de separare a depresiunii de munte.

Cele menționate constituie suficiente argumente în favoarea unei evoluții complexe și îndelungate a reliefului, din Depresiunea Transilvaniei, începând de la ultima exondare și până în prezent. Cu toate că inițial fragmentarea suprafeței primordiale a depresiunii a avut loc la contactul cu muntele, ulterior prin dezvoltarea rețelei hidrografice, noile suprafețe de teren apărute de sub apele mărilor erau și ele fragmentate și compartimentate. S-a ajuns astfel la actuala fizionomie și etajare a formelor de relief, începând de la albii, lunci și terase, până la versanți și interfluvii.

Procesele geomorfologice din Depresiunea Transilvaniei. Formele de relief generate, prin caracteristicile lor, fixează în peisajul oricărui teritoriu tipul și caracterul proceselor geomorfologice, în desfășurarea lor cronologică. Această afirmație este valabilă și pentru spațiul depresionar, unde o dată cu exondarea de sub apele mărilor, cu deosebire pe parcursul Pliocenului, Pleistocenului și Holocenului condițiile, agenții și procesele geomorfologice au suferit variații semnificative, pe fondul ridicării tectonice, a schimbărilor climatice, precum și a intervenției antropice.

Relieful din depresiune este pe de o parte rezultatul manifestării proceselor geomorfologice actuale, iar pe de alta a celor din Pleistocen și de la începutul Holocenului (cu referire principală la procesele geomorfologice periglaciare).

Procesele geomorfologice actuale sunt cele care se manifestă sub auspiciile actualelor condiții și stări geomorfologice.

Dintre procesele, care în actualele condiții își aduc aportul la formarea și evoluția formelor de relief, din Depresiunea Transilvaniei, se remarcă: procesele de albie (eroziune, transport și acumulare fluvială), procesele de versant (pluviodenudarea, denudarea peliculară, scurgerea prin curenți concentrați, surpări, prăbușiri, tasare, alunecări de teren, curgeri noroioase, creep etc.), procesele carstice, procesele asociate vulcanilor noroioși și procesele geomorfologice antropice (excavare, transport, depunere, nivelare și compactare).

Existența unui relief de ansamblu divers, reprezentat de atât de depresiuni, cât și de unități deluroase, chiar cu aspect de măgură sau masiv, determină diferențieri ale morfodinamicii din depresiune. Aceasta se caracterizează, pe alocuri, printr-o mare intensitate, densitate și diversitate, ca efect a interferării majorității factorilor ce favorizează declanșarea și menținerea acestora: roci friabile, relief fragmentat, declivitate medie spre mare, acoperire redusă cu vegetație forestieră, variații în regimul precipitațiilor, activități antropice etc.

În aceste condiții se pot deosebi trei sectoare caracterizate de o dinamică procesuală specifică: interfluviile (cu intensitate mai redusă a proceselor de tipul

pluviodenudării şi denudării peliculare), versanţii (cu o intensitate crescută a proceselor din categoria deplasărilor materiale şi a eroziunii apei prin curenţi concentraţi) şi albiile râurilor (cu o dinamică care variază de la un sector la altul, predominând totuşi eroziunea, la nivelul paturilor aluviale şi a malurilor, iar acumularea la malurile convexe).

Procesele geomorfologice periglaciare. Instalarea condiţiilor periglaciare pentru latitudini temperate, aşa cum este şi în cazul Depresiunii Transilvaniei, se leagă de existenţa calotelor glaciare cuaternare din Emisfera Nordică, care în perioadele de maximă extensiune se situau, cu limita lor sudică, la doar câteva sute de kilometri de aceasta. În consecinţă pentru teritoriile colinare şi deluroase, specifice latitudinilor temperate, are loc o accelerare a eroziunii fluviale şi a proceselor de versant.

Prezenţa condiţiilor specifice domeniului de modelare periglaciar se soldează, în Depresiunea Transilvaniei, cu apariţia permafrostului.

Cu toate că sub aspect termic erau întrunite condiţiile unui permafrost continuu, mărturiile din teren (pene de gheaţă) nu argumentează existenţa acestuia în ultimul glaciar (Pendea, 2005). Această afirmaţie este susţinută de faptul că în depresiune toate criostructurile puse în evidenţă în depozite glacio-sensibile - în special depozite de terasă - sunt din categoria involuţiilor şi a crioturbaţiilor ondulatorii (Posea, 1958; Coteţ, 1960; Schiopoiu, 1969; Mac, 1972; Jakab, 1973), penele de gheaţă tipice lipsind, inclusiv în unităţile morfostructurale mai înalte şi reci ale depresiunii, cum ar fi Podişul Hârtibaciului. Absenţa aproape totală a structurilor de pene de gheaţă şi prezenţa pe scară largă a crioturbaţiilor şi involuţiilor periglaciare plasează Depresiunea Transilvaniei în zona permafrostului discontinuu (Pendea, 2005).

În categoria proceselor geomorfologice periglaciare, care au acţionat în depresiune, se remarcă: procesele de îngheţ al apei din substrat (se formează crioturbaţii şi termocarst), procesele de solifluxiune, procesele de masă rapide (căderi de claste), procese de alunecare de teren masive, procesele de deraziune, procesele torenţiale şi fluviaţia periglaciară.

Cu toate că modelarea periglaciară nu a fost una generalizată, majoritatea unităţilor morfologice şi funcţionale a versanţilor nu au rămas în afara acţiunii sale, practic toate câmpurile morfologice actuale - de eroziune sau acumulare - fiind creaţia mai mult sau mai puţin evidentă a acesteia (Pendea, 2005).

Procesele geomorfologice, care au avut loc în Depresiunea Transilvaniei, au stat atât la baza sculptării formelor de relief majore, şi aici mă refer la relieful structural (fronturi de cuestă, suprafeţe structurale, văi structurale, anticlinale, sinclinale, domuri etc.), cât şi a celui de detaliu, şi anume, formele de relief a căror dinamică este evidentă în prezent (maluri de albii, ravene, alunecări de teren etc.).

Se poate concluziona că, prin desfăşurarea de-a lungul timpului a întregii suite de procese şi mecanisme, la nivelul substratului din depresiune, relieful, odată apărut, a devenit persistent şi s-a diversificat. Practic fiecare formă de relief reprezintă doar o secvenţă, din evoluţia depresiunii, în care pot fi identificate semne despre trecut, prezent şi viitor.

Tipurile de relief din Depresiunea Transilvaniei. Relieful depresiunii este înainte de toate unul structural şi petrografic, fiind abia apoi unul procesual, determinat de procesele geomorfologice din trecut, precum şi de cele actuale (fluviale şi antropice).

Relieful structural. Formele de relief cu afinitate structurală sunt rezultatul manifestării proceselor geomorfologice, la adresa diverselor tipuri de structuri, existente în depresiune: monoclinale, boltite, cutate, diapire, orizontale, vulcanice etc.

Iniţierea genezei reliefului structural a început o dată cu retragerea apelor şi apariţia la zi a unei suprafeţe slab ondulată, ce înclina de la est spre vest. Pe această suprafaţă, considerată primordială, urmărind liniile de retragere a apelor marine şi lacustre, s-a instalat reţeaua hidrografică principală, care iniţial era mult mai simplă şi avea un caracter consecvent (Josan, 1979). Abia odată cu adâncirea în formaţiunile geologice, existente la zi, a început adaptarea la structură, proces soldat pe de o parte cu complicarea fizionomiei în plan a reţelei de văi, la nivel de afluenţi de ordine inferioare, iar pe de alta cu evidenţierea reliefului structural.

Relieful structurilor monoclinale, prin extensiune şi particularităţi, constituie una din nota de specificitate a multor unităţi morfostructurale ale depresiunii: Podişul Someşan, Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor, Depresiunea Lăpuş, Dealurile Bistriţei, Depresiunea Făgăraş, Depresiunea Almaş-Agrij etc.

În categoria formelor de relief, tipice structurilor monoclinale, se remarcă văile (consecvente, obsecvente, subsecvente şi resecvente) şi cuestele, considerate ca forme majore. Alături de acestea se întâlnesc şi forme de detaliu de tipul teraselor structurale, poliţelor, taluzurilor, martorilor structurali etc. Prezenţa structurilor monoclinale a determinat, ca toate suprafeţele care înclină în acelaşi sens cu straturile, să aibă valori reduse ale declivităţii (aşa cum este în cazul suprafeţelor structurale), iar cele care înclină contrar să fie abrupte (de exemplu, fronturile de cuestă).

Relieful structurilor boltite. Acestea s-au format în urma depunerii unor formaţiuni sedimentare peste un fundament rigid, prevăzut cu ondulaţii, creându-se astfel structuri de mulare (Mac, 1979), care ulterior au fost probabil afectate de mişcări tectonice. Structurile în cauză au fost puse în evidenţă de către reţeaua hidrografică, care se grefează la început pe flancurile domului, pentru ca ulterior, valorificând neuniformităţile litologice existente, să ajungă în partea centrală a acestuia şi să-l străpungă. Prin urmare, în partea centrală a structurii se formează o excavaţie înconjurată de cueste circulare (Mac, 1980b), cu aspect depresionar. Iniţial

se dezvoltă butoniere incipiente, care de obicei corespund cu sectoarele de obârşie a văilor, de unde şi denumirea de butoniere de obârşie; ele sunt rezultatul înaintării regresive a torenţilor în flancul domului. În cadrul butonierelor, pe straturile alcătuite din roci mai dure, se pot păstra martori de eroziune. Butoniera poate fi drenată într-o singură direcţie (butoniera de la Leghia) sau în mai multe.

Dintre formele de relief specifice structurilor boltite se remarcă: butoniere, fronturi de cuestă, suprafeţe structurale, brâie structurale, culmi sub formă de dom, martori de eroziune etc. Ele sunt răspândite îndeosebi în: Podişul Păniceni (la Leghia, Nadăşu, Bica, Dretea, Bedeciu, Ardeova, Mănăstireni, Mănăşturu Românesc, Văleni etc.) şi Depresiunea Huedin (la Călăţele).

Relieful structurilor cutate. Adaptarea reţelei de văi la structurile cutate, la care s-a adăugat şi manifestarea altor procese geomorfologice, a determinat geneza unei game variate şi diverse de forme de relief: culmi anticlinale, văi sinclinale, butoniere de anticlinal, valea de anticlinal, sinclinalul suspendat, creste de intersecţie, clisuri etc. Dintre unităţile morfostructurale, în care relieful pe structuri cutate se impune în relief, se remarcă Podişul Someşan (Culmea Breaza, anticlinalul Rus - Dăbâceni – Frâncenii de Piatră – Baba, anticlinalele şi sinclinalele din Dealurile Ciceului şi Năsăudului) şi Depresiunea Lăpuş.

Relieful structurilor diapire. În urma proceselor diapire, determinate de sarea din depresiune, au rezultat două tipuri principale de structuri - cute diapire şi domuri – la care se adaugă structurile de tip brahianticlinal.

Cutele diapire au fost intersectate în procesul de adâncire al reţelei hidrografice, astfel încât, cursurile principale (Someşurile, Mureşul, Târnavele şi Hârtibaciul) primesc în sectoarele de intersectare a lor caracterele de văi transversale, antecedente ori epigenetice (Irimuş, 1998). Gradul de adaptabilitate ori inadaptabilitate la liniile tectonice diapire este demonstrat prin prezenţa următoarelor tipuri de văi: transversale (Someşul Mare, Someşul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secaşul Mare), longitudinale (Meleşului, Florilor, Gădălinului), în diagonală (Mureş, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Visa, Batinului, Fizeşului, Ungurăşului, Ticuş), mixte.

Formate în urma unor procese tectonice complexe, scoaterea în evidenţă, sub aspect morfologic, a domurilor a avut loc o dată cu adaptarea reţelei de văi la structura lor. Aceasta a devenit inelară şi semiinelară pe structurile de domuri, respectiv centripetă şi convergentă pentru sinclinalele dintre acestea.

Adaptarea reţelei hidrografice, la structură, a avut loc prin eroziune regresivă, de la periferia domurilor spre partea axială. S-a ajuns astfel ca obârşiile văilor din partea centrală a domurilor să prezinte fronturi de cuestă semicirculare, aşa cum se întâmplă în cazul Văii Mărului în domul Tăuni, a pârâului Valea Sărată în domul Delenii, sau a reţelei radiare de pe domurile Bazna, Filitelnic şi Bogata (Geografia României, I, 1983). În situaţia în care acţiunea reţelei hidrografice a fost mai

eficientă s-a ajuns la traversarea domurilor, iar fronturile de cuestă rezultate sunt dispuse față în față, după cum se întâmplă în situația domurilor Sângeorgiu de Pădure, Șincai, Sărmășel, Zau de Câmpie etc.

Cele mai expresive forme de relief, rezultate în urma modelării structurilor de tip dom și brahianticlinal, sunt astfel fronturile de cuestă și suprafețele structurale.

Relieful structural format pe domuri și cute diapire se remarcă în următoarele unități morfostructurale: Câmpia Transilvaniei, Podișul Târnavelor, Dealurile Bistriței, Dealurile Est-Transilvane dintre Mureș și Olt, Depresiunea Făgăraș, Podișul Măhăceni etc.

Relieful altor structuri. Alături de structurile care dau un relief specific pe suprafețe extinse, în Depresiunea Transilvaniei, mai există și alte structuri, care local se impun printr-un relief aparte. În categoria lor se includ: structurile orizontale, structurile magmato-vulcanice și structurile vulcanilor noroioși.

Relieful petrografic. Cu toate că pe întreaga suprafață a depresiunii, fie la zi, fie sub orizontul de sol, există roci foarte diverse, doar pe alocuri relieful este în totalitate unul petrografic, în adevăratul sens al cuvântului. În rest, natura petrografică a substratului este mai puțin implicată direct în morfologie, prioritate având relieful structural și cel format în urma dinamicii proceselor geomorfologice actuale, care la rândul lor sunt influențate și de tipul și modul de dispunere a rocilor.

Diversitatea reliefului petrografic din depresiune, nu trebuie privită doar ca o simplă condiționare venită dinspre rocă. Ea trebuie coroborată și cu plurivalența proceselor geomorfologice, a căror acțiune și intensitate este condiționată atât de proprietățile fizico-chimice ale rocilor, cât și de variația condițiilor climatice, care, în unele etape de evoluție, au favorizat un anume tip de modelare (Posea et al., 1974).

Astfel, formațiunile cimentate și mai dure ale paleogenului, din nord-vestul depresiunii (calcarele formațiunii de Căpuș, de Mortănușa, de Vișlea, de Cluj, de Hoia de Mera etc.), au contribuit la menținerea unor fronturi structurale bine individualizate (Pendea, 2005), la baza cărora depozitele de versant s-au acumulat sub forma unor glacisuri. La rândul lor, formațiunile mai friabile, în alcătuirea cărora predomină argilele și marnele, au favorizat procese de versant din categoria alunecărilor de teren și a scurgerii apei pe suprafețe înclinate, soldate cu tot atâtea tipuri de forme de relief, la geneza cărora petrografia a avut o contribuție esențială, atât în condițiile periglaciare, specifice Cuaternarului, cât și condițiile actuale, alimentate energic de intervenția antropică.

Și în acest caz, natura foarte diversă a rocilor a constituit un element de bază în definirea trăsăturilor reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Practic diversitatea petrografică este cea care introduce diferențieri ale morfologiei la nivel de detaliu, condimentând parcă relieful, în sensul că la prima vedere nu ne-am aștepta să întâlnim relief carstic (inclusiv pe sare) sau relief dat de roci magmato-vulcanice, într-o unitate teritorială în care predomină depozitele sedimentare de cuvetă.

Prezența unui relief petrografic susținut de argile, marne, gresii, conglomerate, calcare, sare, roci magmato-vulcanice, și caracterizat de existența unor forme de tipul abrupturilor, coloanelor, turnurilor, acelor, piramidelor coafate, babelor, cheilor, lapiezurilor, dolinelor, peșterilor etc., este cel care dă, de cele mai multe ori, o anumită personalitate geomorfologică locurilor transilvănene.

Relieful fluvial. Cu toate că anterior am menționat că relieful din depresiune este unul structural și petrografic, rețeaua hidrografică și procesele geomorfologice, care o însoțesc, sunt cele care au scos în evidență structura, modelând-o fluvial.

În cadrul domeniului fluvial, drenarea apelor provenite din precipitații se realizează pe de o parte pe suprafața versanților, unde are loc de fapt inițierea scurgerii, iar pe de alta la nivelul albiilor, unde se continuă scurgerea de pe versant și are loc permanentizarea ei.

În urma acestei simple împărțiri a modului de realizare a scurgerii, se desprinde ideea că, în cadrul reliefului fluvial depresionar, există două categorii distincte de forme și procese geomorfologice: cele ale versanților și cele ale albiilor actuale sau funcționale în trecut (lunca și terasele). Referitor la întâietatea uneia sau al alteia, din cele două categorii, cu siguranță albiile sunt cele mai vechi, chiar dacă și-au schimbat foarte mult traseul și mecanismele de lucru o dată cu modificarea condițiilor geomorfologice. Această afirmație se bazează pe faptul că, versanții, prezenți de o parte și de alta a unei albii, au rezultat în urma adâncirii acesteia, în conformitate cu variația nivelului de bază și energia furnizată de el.

La rândul lor, versanții, considerați ca suprafețe de racord între interfluvii și albii, evoluează fie dependent de ele, când acestea îi subminează, fie independent, atunci când sunt separați de ele prin intermediul unor glacisuri, terase sau lunci. Suprafețele considerabile ocupate de versanți, în cadrul reliefului fluvial, caracteristicile lor morfometrice și substratul, de cele mai multe ori friabil, susține dezvoltarea la nivelul lor a unor forme și procese geomorfologice specifice. Ele se împart în două categorii: cele datorate scurgerii apei pe versant și cele rezultate în urma deplasărilor în masă.

Diversitatea morfologică, sub care se prezintă versanții, îngreunează stabilirea unor tipuri exacte de evoluție a lor în depresiune. Cu toate acestea un număr restrâns de autori (Jakab, 1979a; Josan, 1979; Mac, 1980a; Irimuș, 1998, Sandu, 1998; Pendea, 2005 etc.), în lucrările lor, pornind de la cele două modele fundamentale de evoluție a versanților, teșirea (în sensul Powell, 1875; Davis, 1902) și retragerea sau reculul (în sensul Penk, 1924; Bryan, 1940), la nivel de mecanisme și tendințe discrete de evoluție, au propus mai multe tipuri de evoluție: evoluție prin retragere, evoluție prin acumulare, evoluție prin aplatizare-teșire, evoluție prin refragmentare (sau fragmentare), evoluție prin retragere și refragmentare, evoluție prin teșire și retragere, evoluția versanților cu terase și agroterase etc.

Versanţii împreună cu albia limitrofă alcătuiesc ceea ce este cunoscut sub denumirea de vale fluvială, adică tiparul în care râul îşi manifestă acţiunea. Ea este o formă de relief rezultată în urma unui proces evolutiv îndelungat, fapt care-i permite o dezvoltare complexă în profil longitudinal şi transversal. În profil longitudinal se deosebeşte un sector superior, unul mijlociu şi unul inferior, pe când în profil transversal formele de relief se prezintă etajat începând cu albia minoră, albia majoră, lunca, terasele şi versanţii.

Principala caracteristică a văilor din depresiune este asimetria. Ea este mai evidentă la văile principale, comparativ cu cele ordine inferioare, fiind în acelaşi timp şi rezultatul vizibil al adâncirii râurilor în depozitele monoclinale sau cutate din depresiune. Practic cu cât un râu s-a adâncit mai mult, pentru a forma o vale, cu atât el a evidenţiat mai mult structura, de unde şi asimetria respectivă.

Relieful din Depresiunea Transilvaniei, raportat la vârsta versanţilor, teraselor şi a luncilor, este rezultatul unei evoluţii recente, întregită actual, de varietatea mare a proceselor de eroziune areală şi liniară desfăşurate pe suprafeţe înclinate.

Dezvoltarea unor culoare de vale, până la stadiul de adevărate arii depresionare de contact (Depresiunea Lăpuş, Depresiunea Făgăraş, Depresiunea Sălişte, Depresiunea Apold, Culoarul Turda–Alba Iulia, Depresiunea Hăşdate – Vlaha, Depresiunea Huedin, Depresiunea Almaş-Agrij etc.) a permis treptat, detaşarea depresiunii de munte şi individualizarea ei ca unitate morfostructurală.

Prezenţa văilor, prin intermediul cărora a fost fragmentată suprafaţa primordială a depresiunii, într-o succesiune de interfluvii şi culoare de vale, este cea care conferă, la urma urmei, caracterul deluros al spaţiului depresionar. Acest aspect este oglindit în apelativul de DEALURI, pe care l-au primit majoritatea unităţilor morfostructurale ale depresiunii.

Relieful antropic. În cuprinsul depresiunii activităţile antropice au condiţionat morfologia substratului sub cel puţin două aspecte: crearea intenţionată a unor forme de relief şi acţiuni directe sau indirecte, asupra proceselor geomorfologice specifice altor agenţi, influenţându-le dinamica, iar legat de aceasta este şi morfologia rezultată.

Cu toate că omul acţionează de mii de ani asupra scoarţei terestre din depresiune, peisajele geomorfologice antropice au început să îşi facă simţită prezenţa abia în ultimii 250 de ani, când pe fondul exploziei demografice a început prelucrarea agricolă pe suprafeţe extinse a terenurilor, exploatarea resurselor minerale, trasarea căilor de comunicaţii moderne, extinderea vetrelor de aşezări etc.

Pornind de la tipurile de procese geomorfologice antropice, principalele forme de relief sunt: cele generate de excavări (goluri miniere, tuneluri, cariere, balastiere, deblee etc.), de depuneri de materiale (aterisamente, ramblee, diguri, halde de steril, iazuri de decantare, depozite de deşeuri etc.), de nivelare şi de compactare (terasamente), la care se adaugă apoi cele induse de diverse alte activităţi antropice.

Dintre acestea, cele care influențează dinamica altor procese geomorfologice și induc o morfologie specifică se remarcă: despăduririle, desțelenirile și aratul terenului, îmbunătățirile funciare, regularizarea cursurilor de apă și amenajările hidrotehnice, exploatarea balastului, activitățile industriale, apariția și extinderea așezărilor, dezvoltarea căilor de comunicații etc.

Din momentul în care componenta antropică intervine, asupra reliefului unui teritoriu, modelarea în regim natural este înlocuită cu una în regim antropizat, guvernată de legi proprii (Posea și Cioacă, 2003). În urma intervenției omului, spațiul depresionar a primit o nouă dimensiune, prin funcția agro-industrială dobândită, fapt reflectat și în peisajele geomorfologice transilvănene (Irimuș, 1998).

Tendințe în evoluția reliefului din Depresiunea Transilvaniei. Cunoașterea detaliată a reliefului actual din depresiune, sub aspectul genezei și evoluției, permite stabilirea unor direcții viitoare ale dezvoltării lui, chiar dacă acest lucru este unul cu caracter prezumtiv. Continuarea evoluției reliefului are la bază următoarele premise: relieful existent, altitudinea medie, predominarea rocilor friabile în substrat, variația condițiilor climatice, prezența componentei antropice și a activitățile pe care le desfășoară etc.

În condițiile enumerate mai sus, evoluția reliefului se leagă de cele două secțiuni active procesual existente în prezent: albiile și versanții.

La nivel albiilor, procesele de eroziune, transport și acumulare vor continua practic modelarea care are loc în prezent. Acest fapt este cel mai ușor de urmărit și anticipat în cazul albiilor râurilor principale (Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieu, Almaș, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Hârtibaciu, Cibin etc.), unde pe fondul scăderii debitului solid și chiar a celui lichid (în condițiile unei diminuări a cantitățile medii multianuale de precipitații), procesul de meandrare va diminua în continuare, așa cum se întâmplă încă din Holocenul Mediu, iar albiile se vor îndrepta. Unul dintre efectele principale ale acestui proces v-a fi incizia și mai evidentă a luncii actuale, inclusiv pe anumite sectoare, unde ea este întârziată, cum este cel al Mureșului cuprins între Teiuș și Alba Iulia. În continuare, dacă condițiile o vor permite, pe măsură ce incizia luncii actuale se finalizează, se va trece la dezvoltarea unei noi albii majore (o nouă etapă protoaluvială), care ulterior prin aluvionare (etapă de agradare – posibil cu albie despletită) și o nouă incizie (pe fondul existenței procesului de meandrare – inițial intens apoi în diminuare), să treacă în condiția unei lunci noi, în timp ce lunca actuală se va înscrie, în mod firesc, în categoria teraselor propriu-zise. Trebuie menționat, că această schemă cronologică se bazează exclusiv pe evoluția anterioară, motiv pentru care doza ei de subiectivitate este ridicată.

Pe suprafața versanților evoluția reliefului v-a continua prin intermediul celor două mari categorii de procese care le sunt specifice: scurgerea apei și deplasările în masă.

Aceste procese vor determina în continuare retragerea versanților, îndeosebi în partea mediană și superioară a lor. Imposibilitatea evacuării materialelor, reprezentate de către corpurile de alunecare, va determina acumularea lor la partea inferioară a versanților și la contactul cu terasele sau lunca, sub formă de glacisuri.

Datorită proceselor geomorfologice, care au loc pe versanți, îndeosebi la partea mediană și superioară a acestora, tendința evolutivă v-a fi spre intersecția suprafețelor, situate de o parte și de alta a unui interfluviu, ceea ce înseamnă printre altele reducerea volumului reliefului situat peste anumite valori altitudinale relative, în conformitate cu situația din fiecare culoar de vale. În același timp prin acumularea materialelor îndepărtate la baza versanților va crește volumul reliefului situat sub anumite valori altitudinale relative. Cu siguranța, o parte din materialele mobilizate, de către procesele care au loc pe suprafața versanților, vor fi transportate în albiile râurilor și de aici mai departe în afara depresiunii, continuând complexul proces de eroziune fluvială început o dată cu exondarea depresiunii.

În același timp, indiferent că vorbim de albii sau de versanți, nu trebuie neglijată intervenția antropică la nivelul lor, cea în urma căreia vor rezulta forme de relief specifice, reprezentate la fel ca în prezent de: goluri miniere, tuneluri, cariere, balastiere, deblee, aterisamente, ramblee, diguri, halde, iazuri de decantare, terasamente, agroterase etc.

Concluzii. În urma celor prezentate, în cadrul acestei lucrări se poate nota la final că, relieful celei mai mari părți a Depresiunii Transilvaniei, este rezultatul modelării fluviale a unui substrat divers structurat și alcătuit din roci variate sub aspect mineralogic. Morfologia de detaliu, a vastei unități depresionare de la interiorul Munților Carpați, a depins astfel de modul în care s-au îmbinat în fiecare moment următoarele elemente: mișcările tectonice, structura, litologia, climatul, vegetația, intervenția antropică etc. Pentru exemplificare îi suficient să ne gândim la relieful din partea vestică a Câmpiei Transilvaniei, care cu toate că la modul general este unul rezultat în urma cutărilor diapire, se caracterizează și prin prezența fronturilor de cuestă, a reliefului litologic, precum și printr-o dinamică accentuată a proceselor geomorfologice actuale, derulate pe suprafețe înclinate de tipul versanțiilor și în albii, ca rezultat al modelării fluviale. Interesant este că evoluția reliefului din depresiune nu se încheie cu actuala morfologie, preconizându-se în viitor continuarea modelării actuale, la parametri dictați de condițiile geomorfologice existente la momentele respective.

SUMMARY

THE RELIEF OF THE TRANSYLVANIAN DEPRESSION

Key words: landform, geomorphology, agent, process, mechanism, relief, morphodynamic, structural and petrographic setting, drainage basin, base level, river bed, meandering, flood plain, terrace, alluvial cone, slope, gully erosion, landslides, creep, erosion, solifluxion, valley, periglacial relief, anthropogenic relief and vulnerability.

Foreword

Every time I read a work, which included among others, the analysis of Transylvanian Depression's relief, I wanted it to be more detailed and to present several aspects, namely, to start from the genesis and evolution, and to cover the types of relief conditioned and generated both by structure and lithology, as well as geomorphological agents. This is the main reason why I wanted to create a book dedicated to this subject.

The relief of the Transylvanian Depression has been addressed over time under various aspects, fact illustrated objectively by the existing scientific literature. In the present work, in order to highlight its complexity, the relief has been approached under numerous aspects, of which the evolutionary and typological one primed.

By relating the Transylvanian space to the mountains surrounding it, one of its main characteristics, namely that of an inter-Carpathian depression, becomes evident. Analyzed in detail, it reveals that it is not a uniform depressive space in morphological aspect, but one intensely fragmented by the hydrographic network. Characterized by a varied fragmentation, by starting from the local characteristics of the relief, a series of morphostructural units and subunits could be delimited. The detailed analysis of their morphology allowed, on the one hand, to distinguish the evolution of the relief, from the emerging, from the ocean water, of depression to the present, and on the other hand to identify the formed relief types.

Details of the mentioned components and their presentation, took place in seven chapters of the book, both evolutionary and typologically.

Initially I wrote the book without giving definitions and explanations of the meaning of the terms used for the name of the geomorphological processes and the relief forms, but later, with the risk of having, at times didactic character, I introduced them to be as accessible to the large public as possible.

Designed and written in this way, the book *The Relief of the Transylvanian Depression* is addressed to both specialists and the general public.

For specialists, the book will constitute on the one hand the most extensive scientific material on the depression's relief, and on the other hand a document that can be challenged or which can be a starting point for new studies, both monographic and subtle ones, like scientific articles. I say this because, the subject of the depression's relief has not been exhausted, nor will it be, as long as the evolution, through geomorphological processes, will not cease. At the same time, through this work, regarding the depression's relief, I hope that this true geomorphological laboratory, how I have named the Transylvanian Depression, will be better known internationally with all the mysteries it holds.

In turn, the general public will find in this book an accessible scientific support in understanding how the relief of the largest depression in the Carpathian Mountains was formed and evolved.

1. Transylvania Depression location and limits

The positioning of the Transylvanian Depression, within the Carpathian Mountains Arc, specifically influenced the formation of its relief. By reporting to the mountains and the crystalline island like hills that surround it, one of its main features, namely that of intracarpal depression, becomes evident. It is bounded by all three Carpathian chains, as well as by the crystalline islands of the northwest: the Dealul Mare Massif, the Preluca Massif and the Dumbrava Hill.

In the eastern part, it comes in contact with the following subunits of the Eastern Carpathians: Tibleș, Rodnei, Bârgăului, Călimani, Gurghiului, Harghita and the Perșani Mountains. In the southern part it extends to: the Făgăraș, Lotrului, Cindrel and Șureanu Mountains (subunits of the Southern Carpathians).

On the western flank it is delimited by the Apuseni Mountains, which due to their evolutionary features, offer a much more irregular boundary, given in particular by the eastern extremities of the Trascău, Muntele Mare, Gilău, Vlădeasa and Meseș Mountains.

The depression, occupies an area of 24,651 km^2 which represents almost 10.3% of the surface of Romania. It is drained by the rivers belonging to the Olt, Mureș and Someș river basins, to which are added in a small part those from the upper basin of Crișul Repede river.

Although at present, the boundaries of the Transylvanian Depression overlap with morphological differences, whose value in many cases now exceeds 500 - 1,000 m, before and at the time of its formation the situation was quite different. It is sufficient to refer to how the lithology of Mesozoic formations is presented, both in the Transylvania's tectonic basin perimeter and in the Carpathian frame. In turn, the

upper pre-Cretaceous foundation of the depression appears at the surface in the surrounding units, while the margins of the basin have the character of some ingressions on the submerged relief (Irimuş, 1998), an aspect highlighted also by the erosion processes that took place afterwards.

As extension, the tectonic depressional area of Transylvania overlaps more or less perfectly with the morphological one. Regarding the physico-geographical and morphological characteristics, it doesn't correspond to the tectonic unit, whose extension where initially much larger. This is due because, the volcanic chain, formed in Neogene in its eastern part, determined the crossing of a strip from the actual tectonic surface, in the mountainous area of the Eastern Carpathians, where it is found today in the form of the Oaș-Gutâi-Țibleș-Căliman-Gurghiu-Harghita volcanic mountain chain.

The primordial boundaries of the Transylvanian Depression, compared to the surrounding Carpathian unit, were therefore tectonic in nature and shaped the first spatial relationships with the neighboring Carpathian chains. The geomorphological relationships between the two distinct morphostructural units were maintained by energy and mass interactions *''which conditioned a carpathic transfer within the basin's depression area''* (Irimuș, 2006, p. 110). Basically, the mountain chains which were involved in an uplift later, provided the necessary material for the formation of the Neogene sedimentary deposits, specific to the Transylvanian Depression (Roșian, 2011).

As the relief evolves, the contact between the Transylvanian Depression and the Carpathian Mountains has become well expressed morphologically, this was due to the individualization of the transitional units with their own structural and geomorphological characteristics (Popescu, 1990), like sub-mountain hills and depressions. Depending on the scale at which they are analyzed, the spatial relations between the Transylvanian Depression and the Carpathian Mountains are complex and are defined by tectono-structural, morphological, morpho-hydrographic, biopedogeographic and morpho-anthropic relationships.

2. Morphostructural units

Although related to the mountain unit, which outlines it, Transylvania is a depression, from a geomorphological point of view it doesn't represent a uniform space, thus a significant number of morphostructural units and subunits can be delimited. In this respect, two major morphostructural units can be distinguished: the **Transylvanian Plateau** and the **Submountain Hills and Depressions**; of these, the one that gives the specificity of the depression is the Transylvanian Plateau.

Thus, as a result of a complex evolution in the Transylvanian Depression, there is a concentric relief, which inclines and decreases altitudinally towards the

central part: the sub-mountainous hills and depressions are followed by the lower Transylvanian Plateau, and within it, the territories near the wide valleys take the form of smooth hills and mounds (Morariu et al. 1980).

The **Transylvanian Plateau** contains the central part of the depression, and the plateau name derives from the overall morphology of some subunits, the Someşan Plateau (Purcăreț-Boiu Mare Plateau, Cluj and Dej Hills, Șimișna Gârbou Hills) and the Târnava Plateau (Hârtibaciu and Secașe Plateau). The plateau character is conferred also by the way the mountains contact depressions are positioned and the inner valleys corridors are arranged, much lower than the level of the interfluvial surfaces. This fact gives the latter "*a character of relative suspension, that is, of a plateau*" (Morariu et al, 1980, p. 2).

At the level of the Transylvanian Plateau, there are obvious differences between the morphology of the various subunits, due to a complex evolution, which caused the initial morphology of the plateau to be blurred on considerable surfaces. For example, the territory between the Someș and Târnava Mică, due to the presence of the lower erosion level of the Mureș River, it evolved morphologically toward the form of hills or mounds (Morariu et al., 1980); compared to this situation, between the Târnava Mică and Olt rivers, as well as in the north between the two Someș Rivers, the plateau morphology is much better preserved (Morariu et al., 1980).

Based on these considerations, within the Transylvanian Plateau, three morphostructural units can be delimited: Someșan Plateau, Transylvanian Plain and Târnavelor Plateau, characterized by distinct morphology, resulting in particular from the adaptation of the rivers to the structure and lithology, adaptation that subsequently dictated also the evolution of slopes. Due to the morphological nonuniformity that characterizes them, each of the three units has numerous subdivisions: Purcăreț-Boiu Mare Plateau, Ciceu Hills, Breaza Hills, Năsăud Hills, Cluj and Dej Hills, Șimișna-Gârbou Hills (for the Someșan Plateau) Mureș Plain and Someș Plain (for the Transylvania Plain), Târnavei Mici Hills, Hârtibaciu Plateau and Secașe Plateau (for Târnava Plateau).

The **Submountain Hills and Depressions** are arranged concentric, almost continuously, around the Transylvanian Plateau and extend to the limit with the Carpathian Mountains and the Intracarpathic Yoke. Compared to the Transylvanian Plateau, they have in most cases common characteristics with the mountain groups with which they are adjacent; this statement is valid both for the sub-mountain hills, which often have mountain heights and characteristics - Bichiș Hill (1,080 m), Piatra Șiclodu Hill (1,028 m), Firtuș Hill (1,060 m) - and for the sub-mountain depressions, which are influenced by the presence of the nearby mountain (for example the Sălișteː Depression, the Praid-Sovata Depression). In their composition enter predominantly hilly units, especially in the east and west, and depressions, in the south and north.

Within them the following subunits are noted: Târgu-Lăpuș Depression, Bistrița Hills, East-Transylvanian Hills between Mureș and Olt, Făgăraș Depression, Sibiu Depression, Sălișteе Depression, Apold Depression, Turda - Alba Iulia Corridor, Măhăceni Plateau, Hășdate – Vlaha Depression, Păniceni Plateau, Huedin Depression and the Almaș - Agrij Depression.

Analyzing the main divisions and subdivisions of the Transylvanian Depression reveals that they have a diverse and complex morphology, resulting from a long evolution. Compared to the central part of the depression (Transylvanian Plateau), which is more uniform, the Submountain Hills and Depressions are much more diverse, given that their different subdivisions are directly influenced by the presence of the Carpathian Mountains.

3. Geological Evolution and structure of the Transylvanian Basin

The geological evolution of the Transylvanian Basin began in the Upper Cretaceous, by the uneven sinking of the existing land, after the structural elements of the Eastern Carpathians, the Apuseni Mountains and the foundation of the basin were put in place (Ciupagea et al., 1970).

The Transylvanian Basin overlaps largely with the episutural sedimentary basin, which formed after the sinking of a crystalline-mesozoic lithospheric block, starting from the Upper Cretaceous and continued to the Pliocene (Dumitrescu, 1962; Săndulescu and Visarion, 1976; Ciupagea et al., 1970; Bally and Snelson, 1980; Sanders et al., 2002). It was named the Transylvanian Block and is characterized by a semi-autonomous tectonic behavior within the system, fact supported by the geophysical and morphological properties it holds (Sanders et al., 2002).

The sedimentation process and the tectonics of the basin were influenced by the evolution of the Carpathian Mountain chain, which by the rise suffered at the end of the Sarmatian, led to the creation of a closed sedimentation basin (Krézsek, 2005), without connections with the seas from the outside.

From the ***Paleozoic*** dates the oldest geological formations intercepted in the Transylvanian Basin. In terms of age, they belong to the lower Permian and appear mainly under continental facies (Ciupagea et al., 1970; Balintoni et al., 1998).

If at the beginning of the Mesozoic, in the ***Triassic***, continental conditions were still present, on the area of the territories occupied by the future Carpathian orogen, the one that was to include the Transylvanian Basin also, towards its end and the beginning of the Jurassic, the respective crust undergoes a fragmentation process and the resulting numerous blocks sink below the level of the southeastern European seas (Ciupagea et al., 1970). On the Romanian territory, the

fragmentation process of the continental crust will implicitly cause the opening of the Transylvanian (Tethysian) rift.

With the beginning of the ***Cretaceous***, the compressive cycle of the Carpathian Orogen begins, amid the initiation of the subduction process and the closing of the oceanic territories, which will end later with the Moldovian tectogenesis from the Sarmatian (Săndulescu, 1984). At the beginning of the Upper Cretaceous, a significant marine transgression occurs, due to the descending movements that took place in the Cenomanian, which persist until the end of the Cretaceous, when the laramic tectogenesis begins (Mutihac, 1990). The movements within will largely finalize the structural assemblies initiated in the Austrian phase, affecting including the Transylvanides (Balintoni, 1997).

At the end of the Upper Cretaceous, in conjunction with the subduction process and the corresponding compressive action, in certain internal sectors of the Carpathian Orogeny there was a distension that generated the post-tectonic molasses basins, as it is the Transylvanian Basin (Săndulescu, 1984). Later the post-tectonic molasses basins will be invaded by the marine waters, which will favor the accumulation of sediments, in significant quantities, mainly from the clastic material resulted from the lifting of the Carpathian chain (Ciupagea et al., 1970; Huismans et al., 1997; Ciulavu et al., 2002). Further, at the boundary between the Cretaceous and the Paleogene, a compression occurs, which causes the reversal of the Senonian rift systems (Hosu, 1999; Codrea and Hosu, 2001), a process that raises the northern compartment of the Transylvanian Basin above sea level (Ciupagea et al., 1970; Gheerbrant et al., 1999; Codrea and Godefroit, 2008).

At the Neozoic level, the emerging process of territories, which form parts of the Transylvanian Basin, continues, except that it is not a continuous one, there are intervals in which the waters returned in the form of transgressions.

In the ***Paleogen*** there is a strong erosion, of the post-laramatic Carpathian land and of some parts of the Transylvanian Basin fundament, made by external agents (Hosu, 1999; Codrea and Hosu, 2001). Also during this period, in the interval between the Paleocene and the Eocene, a series of marine transgressions and regressions took place, which caused a succession of continental-marine deposits of paleocene-eocene age (Gheerbrant et al., 1999; Codrea and Dica, 2005). In the Eocene the marine sedimentation is also resumed in the northern compartment of the Transylvanian Basin, a fact illustrated by the succession formed by marine-continental transgressive-regressive cycles (Moisescu, 1975; Popescu, 1978; Rusu, 1989, 1995; Hosu, 1999; Kovacs and Arnaud-Vannau, 2004).

In Neogen due to the relative isolation of the Transylvanian Basin, from the other tectonic basins, the sedimentation processes intensified (Sanders et al., 2002), using materials from the surrounding mountainous units, fact that contributed to its filling. Also, during the Neogene, more precisely in the Upper Miocene (Pannonian

- Ponțian interval), the marine sedimentation process in the Transylvanian Basin is completed (Ciupagea et al., 1970; Krézsek and Filipescu, 2005).

At the end of the Neogene and the beginning of the ***Quaternary***, with the lifting of the Carpathian Mountains, the Transylvanian Basin is also raised, an event that determines that the marine waters from the basin drain into the lower territories outside the Carpathians.

In these conditions, however, the final configuration of the basin happened only in the Upper Pliocene - Quaternary, as a result of the general rising of the Carpathian Mountains, which gave also the current configuration to the surrounding units (Săndulescu, 1984; Sanders et al., 2002).

The geological structure of the Transylvanian Basin. The geological evolution of the Transylvanian Basin, determined the existence of two categories of structogenic elements: the upper pre-Cretaceous Foundation (in which we find metamorphic, magmatic and sedimentary rocks, which have a thrust fault like structure), and the sedimentary Coverture (represented by sediments deposited towards the top, but which were not tectonically disturbed, in the form of thrust faults or major folds, other than the diapiric folds and gas domes).

Transylvanian Basin Foundation. The knowledge regarding the foundation of the Transylvanian Basin is only possible indirectly, given that the number of drillings that managed to penetrate it, by intercepting the formations belonging to the Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous, are reduced. By analogy with the rocks that emerged in the surrounding Carpathian chain, it is considered that under the permo-mesozoic formations intercepted in the drillings, there are crystalline rocks, which are in fact extensions of the Carpathian ones, which are presently found in the basin's foundation, due to the significant subsidence which the studied territory undergone in particular during the Neozoic. The crystalline rocks of the foundation are covered by strongly deformed sedimentary deposits, which, according to the data known to date, belong to the lower Permian - Cretaceous period and are represented in particular by limestone, clays, sandstones and conglomerates (Ciupagea et al., 1970; Mutihac, 1990; Balintoni et al., 1998).

Transylvanian Basin Sedimentary Coverture. Due to both the irregularities of the crystalline foundation, affected by numerous faults, which delimit the high and low areas mentioned above, as well as to the vertical movements that occurred together with the formation of the deposits, the sedimentary filling of the basin, present significant differences from one compartment to another (Matei, 1983).

The sediment characteristics and the tectonic evolution allowed the sedimentary succession of the basins Coverture to be divided into four tectono-stratigraphic mega-sequences (Krézsek, 2005): *Upper Cretaceous* (the Senonian mega-sequence sedimentation occurs in extensional-transtensional rift systems, generated by the collapse of the meso-cretaceous orogen), *Paleogene - Miocene*

basal (generally dominated by relatively constant sedimentation, but at a low rate, in which some minor compression reactivations of some Upper Cretaceous fault systems can be observed; for the northwestern part of the basin an alternation of sedimentation conditions is noted, changes between continental and maritime, and this will print specific features to the deposits), *Lower Miocene* (characterized by the presence of continental, marine, as well as transitional facies, they appear today on the surface, especially in the north-western part of the basin) and *middle-upper Miocene* (sedimentation continues by depositing fan-deltaic conglomerates and marine facies deposits with tuff horizons, then come the evaporite formation, between which the salt is noted, over which come the entire suite of geological formations of Sarmatian and Panonian age, where marl, clays, sands and sandstone predominate and are arranged alternately, including also some tuff intercalations).

Along with the formations deposited within the four tectono-stratigraphic megasegments, sometimes, in the Transylvanian Basin, other sedimentations have also taken place, among which we note: the limestone-alkaline tuffs, deposited during the Pliocene due to the basaltic volcanic eruptions, from the upper part of it (Krézsek, 2005), the andesitic volcanic agglomerates, resulting from the eruptions that occurred in the Căliman-Gurghiu-Harghita volcanic chain, from the end of the Pannonian to the Pleistocene (Mac, 1972), and also the river meadow and terrace deposits, as well as those from the base of the slopes accumulated in the Quaternary.

4. Formation and evolution of the Transylvanian Depression's relief

After the withdrawal of the Pannonian waters, the entire Transylvanian Depression remains permanently above the sea level, and the modeling process begins, through exogenous agents and processes. This process was not simultaneous and complete in the entire area. Particularly in the Submountain Hills and Depressions, and also in the north-western part of the Transylvanian Depression, the land surfaces were definitely earlier in continental facies (Sarmatian) and came under a sub-aerial geomorphological process.

At the end of the Pannonian, after the waters receded, the depression had the appearance of a high plain, fluvio-marine and fluvio-lacustrine in its central and south-eastern part, while in the northern part there were preserved some remnants of previously emerging surfaces (Geografia României, III, 1987), which already had a specific morphology, resulting from sub-aerial modeling. Here and there, in the Bistriţa Hills and the East-Transylvanian Hills between the Mures and Olt, the areas emerged in Sarmaţian and Pannonian were subsequently fossilized by new deposits, such as volcanic agglomerates, resulting from the eruptions that occurred in the Eastern Carpathians.

On the freshly emerged surface, the general orientation of the hydrographic network in the depression, was from east to west, consistent with the origin and direction of transport of the Pliocene sediments, as well as with the slope of the initial relief, slightly undulating, which appeared after the withdrawal of the sea waters (Ciupagea et al., 1970).

The initial surface of the depression had a continuous descending slope from the east, from where the vast majority of Pliocene sediments came, in two directions: towards the northwest and to the southeast (Ciupagea et al., 1970). According to the mentioned source, the respective directions were determined by the two drainage gates towards the Panonian Depression, namely the Somes gate and the Mureş gorge. This situation is due to the strong rises that took place in the Eastern Carpathians, which, although rose the most, compared to the Southern Carpathians, today are not the highest, this because they are made predominantly of relatively less consolidated rocks, specific to the Miocene molasses, which spreads over extended areas in these mountains (Ciupagea et al., 1970).

This explains why, the rivers of the first generation, namely the Olt, Hârtibaciul, the two Târnave, the Mureș and the two Someș rivers, have preserved to this day, for the most part of their route, the initial character of consequent valleys, character which they lost only in some small sectors (Ciupagea et al., 1970), due to the subsequent local evolution.

The hydrographic network formed immediately after the emergence of the area, due to the relatively uniform initial surface, on which it was installed, had a much simpler configuration, compared to the current one. It was initially formed, mainly from courses with subsequent character, arranged parallel to the central and western side (Ciupagea et al., 1970). The hydrographic network originating from the mountain unit, thus adapts to the highest slope lines, the morphological differences, the lithological and structural contacts specific to the primordial surface, trying to organize in to hydrographic basins.

Only later, according to the cited authors, this network, by removing the Pliocene deposits from extended surfaces and entering older sediments characterized by rupture tectonics, underwent numerous transformations, up to the present configuration, a quite complex one at times, especially due to the adaptation to the structure (diapir folds, brahianticlinals, domes, etc.).

The diversification and complication of the hydrographic network originates also from the drainage towards the outside of the depression, which means significant changes in its flow, towards other cardinal directions than the western one. This can be observed in the case of the Olt basin, which goes south, transforming the initial surface into a hilly one, characterized by the existence of an alternation of valleys guarded by slopes and narrow or rounded interfluves, with petrographic and structural erosion relics.

Linked to the formation and evolution of the hydrographic network, the one that resulted in the fluvial relief of the Transylvanian Depression, is the genesis of the interfluves, given that they are the land surfaces that separate the valleys. The major interfluves are nothing more than portions of the initial surface of the depression, spatially oriented in the flow direction of the main rivers.

For the configuration and spatial arranging of the current interfluves contributed together the evolution of the hydrographic network and the slopes geomorphological processes, which frequently determined the network intersection, in which case the interfluves were reduced to intersection ridges. In these conditions, it was found that the average altitude of the interfluves generally decreased from the edges of the depression towards the central part.

The formation and evolution of the depression's relief, although it was a continuous one, stages can still be differentiated, depending on the main followed directions:

- the stage of the primordial surface, newly emerged from the waters;
- the stage of the main rivers network forming and stabilizing it on the current routes;
- the stage of the fluvial relief formation (deepening of rivers, individualization of the interfluves, formation of slopes, terraces and meadows) and emphasizing of the structural and petrographic relief;
- the stage of the detail relief formation, within the rivers beds and on the slopes, against the background of the present modeling conditions, specific to the temperate climate and the anthropic interventions.

By developing the valley corridors, in the detriment of the primordial surface, reaching the stage of true contact depressions (for example, the Târgu Lăpuş Depression, the Fagaras Depression, the Sălişte Depression, the Apold Depression, the Turda – Alba Iulia Corridor, the Hăşdate - Vlaha Depression, Hăşdate - Vlaha Depression and Almaş-Agrij Depression etc.) gradually started the separation of the depression from the mountains, so there is no longer a continuity of the interfluves from the mountain to the depression.

5. Geomorphological processes in the Transylvanian Depression

The generated landforms, by their characteristics, fix in the landscape of any territory the type and character of the geomorphological processes, maintaining their chronological development. This statement is also valid for the analyzed depressionary area, where with the emerging from under the sea waters, especially during the Pliocene, Pleistocene and Holocene, conditions, agents and geomorphological processes have undergone significant variations, due to the tectonic rise, climate change, as well as of anthropic intervention.

The relief of the Transylvanian Depression is on the one hand the result of the present geomorphological processes, and on the other of those of the Pleistocene and the beginning of the Holocene (with main reference to the periglacial geomorphological processes).

The present geomorphological processes are those that are manifested under the auspices of the present geomorphological settings and conditions.

Among the geomorphological processes, which in the present conditions bring their contribution to the formation and evolution of the Transylvanian Depression relief we note: riverbed processes (erosion, transport and fluvial accumulation), slope processes (denudation, film denudation, runoff, collapses, subsidence, landslides, muddy flows, creep etc.), karst processes, processes associated with mud volcanoes and anthropogenic geomorphological processes (excavation, transport, deposition, leveling, compaction, etc.).

The existence of a diverse ensemble relief, represented by both depressions and hilly units, determines the differentiations of the morphodynamics in the depression. This is characterized, at times, by high intensity, density and diversity, as an effect of the interference of most factors that favor the triggering and their maintenance: friable rocks, fragmented relief, average slope towards the sea, reduced forest cover, precipitation regime variations, anthropic activities, etc.

In these conditions, we can distinguish three sectors, characterized by a specific dynamic process: interfluves (with lower process intensity like pluvio-denudation and film denudation), *slopes* (with an increased intensity of processes like mass movements and water erosion through concentrated currents) and the riverbeds (with a dynamic that varies from one sector to another, however, erosion predominates in the alluvial beds and the banks, and the accumulation on the convex banks).

Periglacial geomorphological processes. The installation of the periglacial conditions at temperate latitudes, as in the case of the Transylvanian Depression, is linked to the existence of the Quaternary glacial caps in the Northern Hemisphere, which in the maximum extension periods were located with their southern limit, only a few hundred kilometers from the depression. Consequently, for the hilly territories, specific to the temperate latitudes, there is an acceleration of the river erosion and the slope processes.

The presence of periglacial modeling specific conditions results in the emergence of the permafrost in the Transylvanian Depression.

Although under the thermal aspect the conditions of a continuous permafrost were met, the evidences in the field (ice feathers) do not sustain the existence of the continuous permafrost in the last glacial period (Pendea, 2005). This statement is supported by the fact that in the depression all the cryostructures highlighted in ice-sensitive deposits - especially terrace deposits - are in the category of involutions

and undulating cryoburbations (Posea, 1958; Coteț, 1960; Schiopoiu, 1969; Mac, 1972; Jakab, 1973), typical ice feathers are missing, including in the higher and colder morphostructural units of the depression, such as the Hârtibaciu Plateau. The almost complete absence of ice feather structures, the widespread presence of cryoburbations and the periglacial involutions places the Transylvanian Depression in the area of discontinuous permafrost (Pendea, 2005).

In the category of periglacial geomorphological processes, which acted on the substrate of the depression, the following must be mentioned: water's freezing processes in the substrate (cryoturbations and thermokarst are formed), the solifluxion processes, quick mass movement processes, massive landslide processes, torrential processes and periglacial fluvial erosion.

Although the periglacial modeling was not a generalized one, most of the morphological and functional slopes units were under its action, practically all the current morphological fields - of erosion or accumulation – are more or less obvious creations of it (Pendea, 2005).

The geomorphological processes that took place in the Transylvanian Depression were both the basis to sculpture the major relief forms, and here we refer to the structural relief (cuesta fronts, structural surfaces, structural valleys, anticlines, synclines, domes, etc.), as well as of the detail one, namely, the relief forms whose dynamics is evident currently (rivers banks, ravines, landslides, etc.).

It can be concluded that, through the time of the entire suite of processes and mechanisms that affected the substrate of the depression, the relief, once it emerged, became persistent and diversified. Virtually every form of relief represents only a sequence, from the depression's relief evolution, in which signs of the past, present and future can be identified.

6. Types of relief from the Transylvania Depression

The relief of the Transylvanian Depression is first of all a structural and petrographic one, being only then a procedural one, determined by the geomorphological processes of the past, as well as the current ones (fluvial and anthropic).

Structural relief. The relief forms with structural affinities are the result of the geomorphological processes manifestation, addressing different types of structures, existing in the depression: monoclinic, vaulted, folded, diapir, horizontal, volcanic, etc.

The structural relief formation started with the withdrawal of the waters and the appearance of a weakly wavy surface inclined from east to west. On this surface, considered primordial, following the withdrawal lines of the marine and lacustrine waters, the main hydrographic network was installed, which was initially much

simpler and had a consequent character (Josan, 1979). Only with the deepening in the surface geological formations, the adaptation to the structure began, a process that resulted on one part in complicating the configuration of the valleys network, at the level of lower tributaries, and on the other, in emphasizing the structural relief.

The monoclinic structures relief, by extension and particularities, represents one of the specificity note of many subunits of the depression: Someşan Plateau, Transylvania Plain, Târnavelor Plateau, Lăpuş Depression, Bistriţei Hills, Făgăraş Depression, Almaş-Agrij Depression, etc.

In the category of relief forms specific to the monoclinic structures, we note the valleys (consequent, obsequent, subsequent and resequent) and the cuestas, considered as major forms. Beside these are also found detail forms like structural terraces, shelves, slopes, structural erosion relic etc.

The vaulted structures relief. From the relief forms specific to these structures, for the Transylvanian Depression we notice: buttonholes, cuestas, structural surfaces, structural belts, peaks in the form of domes, erosion relics, etc.; they are mainly spread in the Păniceni Plateau (at Leghia, Nadăşu, Bica, Dretea, Bedeciu, Ardeova, Mănăstireni, Mănăşturu Românesc, Văleni etc.) and the Huedin Depression (at Călăţele).

The folded structures relief. Adaptation of the hydrographic network to the folded structures of the depression, to which were added also the other geomorphological processes, determined the genesis of a varied and diverse range of relief forms: anticline peaks, synclinal valleys, anticline valleys, suspended syncline, intersection crests, passes, etc. Among the morphostructural units in which the folded structures relief is essential is the Someşan Plateau (Culmea Breaza, the Rus - Dăbâceni – Frâncenii de Piatră – Baba anticline, the anticline and syncline from the Ciceului and Năsăudului Hills) and the Lăpuş Depression.

The diapir structures relief. Following the diapiring processes determined by the salt from the depression, two main types of structures formed- diapir folds and domes - to which the brahianticlinal structures were added.

The diapir folds from the Transylvanian Depression were intersected by the deepening process of the hydrographic network, so that the main courses (Someş, Mureş, Târnavele, Hârtibaciul) receive at their intersections the characters of transversal, antecedent or epigenetic valleys (Irimuş 1998). The degree of adaptability or maladaptability to the diapir tectonic lines is demonstrated by the presence of the following types of valleys: transverse (Someşul Mare, Someşul Mic, Niraj, Homorodul Mare, Homorodul Mic, Secaşul Mare), longitudinal (Meleşului, Florilor, Gădălinului), diagonal (Mureş, Târnava Mare, Târnava Mică, Hârtibaciu, Visa, Batinului, Fizeşului, Ungurăşului, Ticuş) and mixed.

Formed as a result of complex tectonic processes, the morphological emphasizing of the domes took place after the adaptation of the hydrographic

network to their structure. It has become angular and semi-angular on the domed structures, respectively centripetal and convergent in the synclines between them.

The adaptation of the hydrographic network to the structure took place through regressive erosion from the periphery of the domes to their axial part. It was this that made the valleys in the central part of the domes to have semicircular cuestas, as in the case of the Valea Mărului in the Tăuni dome, the Valea Sărată stream in the Delenii dome, or the radiating river network on the Bazna, Filitelnic and Bogata domes (Geografia României, I, 1983). In the situation where the action of the hydrographic network was more efficient, the domes were crossed, and the resulting cuestas are disposed face to face, as is the case of the domes of Sângeorgiu de Pădure, Șincai, Sărmășel, Zau de Câmpie, etc.

The most expressive relief forms resulting from the modeling of domes and brahianticlinal structures are the cuestas and the structural surfaces.

The structural relief formed on domes and diapir folds can be seen in the following morphostructural units: Transylvania Plain, Târnavelor Plateau, Bistriţa Hills, East-Transylvanian Hills between Mureș and Olt, Făgăraș Depression, Măhăceni Plateau, etc.

The relief of other structures. Besides the structures that give a specific relief on large areas, in the Transylvanian Depression, there are other structures, which are imposed locally through a specific relief. In their category are included: horizontal structures, magmato-volcanic structures and the structures of mud volcanoes.

Petrographic relief. Although on the entire surface of the depression, at the surface or below the soil horizon, there are various rock types, only at times the relief is entirely petrographic, in the true sense of the word. Otherwise, the petrographic nature of the substrate is less directly involved in the morphology, the priority being held by the structural relief and the one formed following the dynamics of the current geomorphological processes, which in turn are influenced by the type and manner of the rocks arrangement.

From the petrographic relief types, we note the relief formed on clays and marls, the relief formed on sandstone and conglomerates, the karstic relief (formed on limestone and salt) and the relief formed on tuffs. To these can be added other types of rocks, such as volcanic agglomerates, gravels, sands, etc., which indirectly participate in the morphology of the Transylvanian Depression.

Fluvial relief. Although previously mentioned that the relief from the depression is a structural and petrographic one, the hydrographic network and the accompanying geomorphological processes are the ones that have emphasized the structure, by fluvial modeling.

Within the fluvial domain, the drainage of the waters from the precipitations is realized on the one hand at the level of the slopes, where the runoff is actually

initiated, and on the other, at the level of the river valleys, where the drainage from the slope continues and its permanentization takes place.

As a result of this simple division of the runoff types, the idea is emphasized that within the fluvial relief, from the Transylvanian Depression, there are two distinct categories of geomorphological forms and processes, those of the slopes and those of the present or old functional rivers beds (meadows and terraces). Regarding the primacy of one or the other, of the two categories, the river beds are certainly the oldest, even though they have greatly changed their path and mechanisms with the changing geomorphological conditions. This statement is based on the fact that the slopes present on both sides of a river have resulted from its deepening, in accordance with the variation of the base level and the energy provided by it.

In turn, the slopes, considered as connecting surfaces between the interfluves and the river beds, evolve either dependent on them, when they undermine them, or independently, when they are separated from them by means of glacises, terraces or meadows. The considerable surfaces occupied by the slopes within the fluvial relief, their morphometric characteristics and the often friable substrate, favor the development at their level of specific geomorphological forms and processes. They fall into two main categories: those due to river runoff on the slope and those of a gravitational nature.

The slopes together with the adjacent river bed make up what is known as the river valleys, namely the pattern in which the river manifests its action. It is a form of relief that results from a long evolutionary process, which allows a complex development in longitudinal and transverse profile. In the longitudinal profile, there is a distinction between an upper, a middle and a lower sector, while in the transversal profile we find the minor riverbed, the major riverbed, the meadow, the terraces and the slopes.

The presence of valleys, through which the primordial surface of the depression was fragmented, in a succession of interfluves and valley corridors, is what gives, after all, the hilly character of the depressions area. This aspect is reflected in the name of DEALURI (hills) received by most of the morphostructural subunits of the depression.

Anthropic relief. Within the depression, the anthropic activities have conditioned the morphology of the substrate under at least two aspects: the deliberate creation of some forms of relief and on the other hand the direct or indirect actions on the specific geomorphological processes of other modelling agents, influencing their dynamics and also the resulting morphology.

Although man has been modelling the Earth's crust from the depression for thousands of years, the anthropic geomorphological landscapes have begun to make their presence felt only in the last 250 years, when amid the demographic explosion, began the agricultural processing on large areas, the extraction/exploitation of

mineral resources, the outlining of modern communication routes, the extension of the settlement hearts, etc.

Starting from the types of anthropomorphic geomorphological processes, the main forms of anthropic relief are: those generated by excavations (mining holes, tunnels, quarries, etc.), material deposits (ditches, dams, tailings dumps, settling ponds, landfills, etc.), leveling and compaction (earthworks), to which are added those induced by various other anthropic activities. Of these, those that influence the dynamics of other geomorphological processes and induce a specific morphology are: deforestation, grubbing and plowing of land, land improvements, water courses regularization and hydrotechnical arrangements, gravel pits, industrial activities, emergence and development of settlements, communication paths etc.

Since the anthropic component interferes on the relief of a territory, the natural regime modeling is replaced by an anthropic one, governed by its own laws (Posea and Cioacă, 2003). After the anthropic intervention, the depression's area has received a new dimension, through the acquired agro-industrial function, fact also reflected in the Transylvanian geomorphological landscapes (Irimuș, 1998).

7. Trends in the evolution of the Transylvanian Depression's relief

The detailed knowledge of the current relief of the depression, from the point of view of genesis and evolution, allows the assessment of future directions in its development, even if it is a speculative one. The relief future evolution is based on the following premises: the existing relief, its average altitude, the predominance of friable rocks in the substrate, the variation of climatic conditions, the presence of the anthropic component and the activities they carry out etc.

In the conditions listed above, the future evolution of the relief, from the Transylvanian Depression, is linked to the two active procedural sections, existing currently: the river beds and the slopes.

At the level of the river beds, the erosion, transport and accumulation processes will practically continue the modeling that takes place at present. This fact is the easiest to follow and anticipate in the case of the main riverbeds (Someș, Someșul Mare, Someșul Mic, Șieu, Almaș, Mureș, Arieș, Târnava, Târnava Mare, Târnava Mică, Olt, Hârtibaciu, Cibin etc.), where against the background of the decrease of the solid and even the liquid flow (because of the decrease of the multiannual average precipitation), the meandering process will continue to diminish, as it happens from the Middle Holocene, and the river beds will straighten. One of its main effects will be the even more evident incision of the current meadows, including on certain sectors such as the one of the Mures between Teiuș and Alba Iulia. Next, if the conditions allow it, as the incision of the current meadow is completed, it will develop new major riverbeds (a new proto-alluvial stage), which

later by alluvium depositions (aggradation stage - possibly with a disheveled riverbeds) and a new incision (on the basis of the meandering process - initially intense and then diminishing), will pass to a new meadow condition, while the current meadow will fall into the category of terraces.

On the slope surface the evolution of the relief will continue through the two major categories of processes that are specific to them: water runoff and mass movements.

These processes will still lead to the continues withdrawal of the slopes, especially in the middle and upper part. The impossibility of evacuating the materials represented by the landslides sliding bodies will cause their accumulation at the lower part of the slopes and at the contact with the terraces or the meadow, in the form of glacises.

Due to the geomorphological processes that take place on the slopes, especially in the middle and upper parts, the evolutionary tendency will be towards the intersection of the slopes, located on both sides of a water divide, which means, among other things, reducing the volume of the relief mass located above certain altitudinal values, according to the particular situation in each valley corridor. At the same time, by accumulating the materials removed, at the base of the slopes, the volume of the relief located below certain altitudinal values will increase. Certainly, some of the materials mobilized by the processes that take place on the slope surface will be transported into the riverbeds and from here onwards out of the depression, continuing the complex process of river erosion started with the depression emergence from the waters.

At the same time, whether we are talking about the river beds or the slopes, we must not neglect the anthropic intervention at the level of the substrate, the one that will result in specific relief forms, represented by mining holes, tunnels, quarries, gravel pits, embankments, dikes, dumps, settling ponds, terraces, agro-terraces etc.

Conclusions

Following those presented in this work, one can conclude that, the significant part of the Transylvanian Depression relief, is the result of the fluvial modeling of a diversely structured substrate which is composed by rocks which are varied mineralogically. The detailed morphology, of the large depression unit within the Carpathian Mountains, depended on the way in which the following elements were combined at all times: tectonic movements, structure, lithology, climate, vegetation, anthropogenic intervention, etc. For example, it is sufficient to think about the relief on the western side of the Transylvanian Plain, which although in general is resulting from the salt diapir folds, is characterized by the

presence of the cuestas, the lithological relief, as well as by an accentuated dynamic of current geomorphological processes.

Interestingly, the evolution of the relief does not end with the current morphology of the depression, it's expected the continuance of the current modeling, at parameters dictated by the geomorphological conditions existing at the particular times.

BIBLIOGRAFIE

Anastasiu, N., Mutihac, V., Grigorescu, D., Popescu, Gh. C. (1998), *Dicționar de Geologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.

Arghiuş, V. I., Arghiuş, C., Ozunu, Al., Nour, E., Roşian, Gh., Muntean, L. (2011), *The relation between the landslide activity and irregular rainfall and snowmelt in the Codrului Hills, Romania*, Environmental Engineering and Management Journal, vol. 10, no. 1.

Arghiuş, V. I., Ozunu, Al., Samara, I., Roşian, Gh. (2014), *Results of the post flash-flood disaster investigations in the Transylvanian Depression (Romania) during the last decade (2001-2010)*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 14.

Baciu, C. (2003), *Charophytele paleogene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.

Baciu, N. (2006), *Câmpia Transilvaniei. Studiu ecologic*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Badea, L. (1983), *Defileul Coziei şi valea subcarpatică a Oltului (suprafețe de nivelare și terase)*, SCGGG – Geogr. XXX.

Badea, L. (2006), *Unitățile de relief ale României, vol. II, Munții Apuseni și Podișul Transilvaniei*, Editura Ars Docendi, București.

Balintoni, I. (1997), *Geotectonica terenurilor metamorfice din România*, Editura Carpatica, Cluj-Napoca.

Balintoni, I., Mészáros, N., Györfi, I. (1998), *La Transylvanie, dépressions et bassins,* Studia Universitatis Babeş–Bolyai, Geologia, XLIII (1).

Balintoni, I., Petrescu, I. (2002), *A hypothesis on the Transylvanian halite genesis*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia, Spec. iss., 1.

Balla, Z. (1987), *Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics*, Tectonophysics, 139.

Bally, A., Snelson, S. (1980), *Realms of subsidence*, A.D. Miall (ed.): Facts and principles of world petroleum occurence, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., Vol. 6.

Bădărău Al. S. (2005), *Transformations of the landscape within the Transylvanian Plain (Romania) whith special focus upon the biogeographical aspects*, vol. I şi II, Teză de doctorat, Universitatea Babeş-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

Bălănescu, Dorina, (1992), *Câteva consideraţii privind terasele Târnavei Mari între Sighişoara şi Blaj*, Analele Universităţii Timişoara, vol. I.

Băluţă C. (1972), *Stratigrafia şi microfauna Eocenului superior de la est de Şard, jud. Alba*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Series Geologia-Mineralogia, 1.

Băluţă C. (1973), *Geologia depozitelor neozoice de pe bordura de est şi sud-est a Munţilor Trascău,* Teză de doctorat, Universitatea Bucureşti.

Bedelean, I., Moțiu, A., Nicolescu, Ș., Bălănean, P. (1989), *On the mineralogy of Oligocene psammites in the Var-Surduc-Cliț area (Sălaj District),* The Oligocene from the Transylvanian Basin.

Berindei, I. (1958), *Relieful structural din bazinul Văii Leghia,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria geologie-geografie, nr. 1.

Berindei, I. (1960), *Câteva obesrvații asupra unor fenomene periglaciare în partea de vest a Depresiunii Huedinului*, Probleme de Geografie, VII.

Bilașco, Șt. (2008), *Implementarea GIS în modelarea viiturilor de versant*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.

Bilașco, St., Horvath Cs., Sorocovschi V. E., Cocean P., Oncu, M. (2009), *Implementation of the USLE Model using GIS Techniques. Case study the Someşean Plateau*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, vol. 4, no. 2.

Bilașco, Șt., Horvath, Cs., Roşian, Gh., Filip, S., Keller, Eduard. (2011) *Statistical model using GIS for the assessment of landslide susceptibility. Case-study: the Someş Plateau*, Romanian Journal of Geography, 55 (2).

Blaga, L. (2009), *Studiu de geomorfologie relațională în sistemele dinamice din Munții Plopiș*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

Blaga, L., Josan, N, Ilieș, Dorina, Camelia (2014), *Relieful și amenajarea teritoriului*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

Birot, P. (1958), *Geomorphologie structurale*, PUF, Paris.

Bleahu, M. (1982), *Relieful carstic*, Editura Albatros, Bucureşti.

Bleahu, M., Lupu, M., Patrulius, D., Bordea, S., Stefan, A., Panin, S. (1981), *The structure of the Apuseni Mountains*. In: XII Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Bucharest, Romania Guide to Excursion B3.

Bluck, B. J. (1976), *Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity*, Trans. Of the Royal Soc. Of Edinburgh, 69.

Bluck, B. J. (1982), *Texture of grevel bars in braided streams*, in Hey, R. D., Bathurst, J. K., Thorne, C. R. (editors), Gravel – bed rivers: Fluvial Processes, Engineering and Management, John Wiley and Sons, Chichester.

Bombiţă, G. (1984), *Le Napocien, vingt ans apres sa definition*, Revue de Paléobiologie, 3.2, Genève.

Bombiţă, G., Moisescu, V. (1968), *Données actuelles sur le Nummulitique de Transylvanie*, Mém. BRGM 28(2), Paris.

Bortolotti, V., Marroni, M., Nicolae, I., Pandolfi, L., Principi, G., Saccani, E. (2004), *An update of the Jurassic ophiolites and associated calc-alkaline rocks in the South Apuseni Mountains (Western Romania)*, Ofioliti, 29.

Bradley, R. S. (1985), *Quaternary Paleoclimatology*, London, Chapman and Hall.

Brice, J. C. (1964), *Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers*, Geological Survey Professional Paper, 422-d.

Brișan, Nicoleta (2004), *Palinologia formaţiunii cu sare din Badenianul Bazinului Transilvaniei*, Teză de doctorat, Facultatea de Biologie-Geologie, Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

Brookes, A. (1988), *Channelized Rivers. Perspectives for Environmental Management*, Wiley: Chichester.

Brookes, A. (1995), *River channel restoration: theory and practice*, In: Gurnell, A. and Petts, G.E. (Eds), Changing River Channels. Wiley, Chichester, UK.

Bryan, K., (1940), *The retreat of slopes*, Ann. Assoc. Am. Geog., 30.

Bucur, I. I., Piteiu, M. A., Săsăran, E. (2004), *The Mesozoic carbonate deposits from the borehole 6042 Deleni (Transylvanian Depression),* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Vol. 59 (2).

Burchfiel, B. C., Royden, L. (1982), *Carpahathian foreland fols and thurst belt and its relation to Pannonian and other basins*, AAPG Bull., 69/9.

Buz, V., Ciangă, N., Diaconeasa, B., Gârbacea, V., Idu, D. P. (1986), *Alunecările de teren de la Pădureni (Ţop),* Proleme de Geografie Aplicată, Intreprinderea Poligrafică Cluj, Cluj-Napoca.

Buza, M. (1997), *Culoarul Târnavei între Blaj și Mihalț. Observații geomorfologice*, Studii și cercetări de geografie, XLIII.

Buzilă, L., Muntean. L. (1997), *Alunecările de teren de la Şaeş (Podişul Hârtibaciului),* Comunicări de geografie, Bucureşti.

Căta, V. (1959), *Cercetări geologice în regiunea de la vest și sud-vest de Reghin*, manuscris, M.P. – I.P.G.G..

Cârciumaru, M. (1977), *Contribuţii palinologice la cunoaşterea oscilaţiilor climatice din pleistocenul superior pe teritoriul României,* St. cerc. geol. geofiz. geogr, seria Geografie, T. XXIV, nr. 2.

Cârciumaru, M. (1980), *Mediul geografic în pleistocenul superior şi culturile paleolitice din România,* Editura Academiei R. S. R., Bucureşti.

Chang, H. H. (1979), *Minimum stream power and river channel patterns*, J. of Hydrology, no. 41.

Charlton, R. (2008), *Fundamentals of fluvial geomorphology*, Routledge, London.

Ciocârdel, R. (1952), *Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Bistriţa – Reghin*, D. S. Com. geol., XXXVI.

Ciulavu, D. (1999), *Tertiary tectonics of the Transylvanian Basin*, PhD thesis, Univ. Vrije, Amsterdam.

Ciulavu, D., Bertotti, G. (1994), The *Transylvanian Basin and its Upper Cretaceous substratum,* Romanian Journal of Tectonics, Vol. 75 (2).

Ciulavu, D., Dinu, C., Szakács, A., Dordea, D. (2000), *Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania)*, AAPG Buletin, Vol. 84 (10).

Ciulavu, D., Dinu, C., Cloetingh, S. A. P. L. (2002), *Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian basin and northeastern part of the Pannonian basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modelling*, EGU Stephan Mueller Special Publication Series, vol. 3.

Ciupagea, D. (1930), *Raport geologic asupra regiunii din jurul Sighişoarei*, D.G.G.M., Mediaş.

Ciupagea, D. (1935), *Sur la structure des champs gazeiferes de Transylvanie*, Congres Int. Mines, VI-e Session, Paris.

Ciupagea, D., Paucă, M., Ichim, Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Editura Academiei R. S. R., Bucureşti.

Clark, J. J., Wilcock, P. R. (2000), *Effects of land-use change on channel morphology in northeastern Puerto Rico*, Geological Society of America Bulletin 112.

Cloetingh, S. A. P. L., Burov, E., Matenco, L., Toussaint, G., Bertotti, G., Andriessen, P. A. M., Wortel, M. J. R., Spakman, W. (2004), *Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania),* Earth and Planetary Science Letters, 218.

Codrea, V. (2008), *A fossil-bearing „Feleacu concretion" in Vâlcele (Cluj district)*, Studii şi cercetări, Bistriţa, Geology-Geography, 13.

Codrea, V., Hosu, A. (2001), *The Paleocene-Eocene Formations and the Eocene/Oligocene boundary in the Jibou area (Sălaj county)*. In: Bucur, I.I., Filipescu, S., Săsăran, E. (Eds.), Algae and carbonate platforms in western part of Romania, Field Trip Guide Book Fourth Regional Meeting of IFAA., Cluj University Press, Cluj-Napoca.

Codrea V., Hosu AL., Filipescu S., Vremir M., Dica P., Săsăran E, Tanţău I., (2001) *Aspecte ale sedimentaţiei cretacic superioare din aria Alba-Iulia – Sebeş (jud. Alba)*, Complexul Muzeal judeţean Bistriţa-Năsăud, Studii şi cercetări, Geologie-Geografie, Bistriţa, 6.

Codrea, V., Dica, E. P. (2005), *Upper Cretaceous - lowermost Miocene lithostratigraphic units exposed in Alba Iulia – Sebeş – Vinţu de Jos area (SW Transylvanian basin),* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Vol. 50 (1-2), Cluj-Napoca.

Codrea, V., Godefroit, P. (2008), *New Late Cretaceous dinosaur findings from northwestern Transylvania (Romania),* Comptes Rendus Palevol, Vol. 7, Issue 5, Paris.

Codrea, V., Barbu, O., Jipa-Murzea, C. (2010), *Uper Cretaceous (Maastrichtian) land vertebrate diversity in Alba District (Romania)*, Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 12th International Congress.

Coteț, P. (1960), *Câteva date noi asupra elementelor periglaciare din țara noastră*, Analele Științifice ale Univ. Al. I. Cuza – serie nouă, Iași.

Coteț, P. (1968), *Probleme de periglaciar*, Comunicări de Geografie, București.

Coteț, P. (1973), *Geomorfologia României*, Editura Tehnică, București.

Covaciu, I. Fl. (2010), *Dinamica geomorfologică a sistemelor torențiale din Podișul Someșan*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.

Crânganu, C., Deming, D. (1996), *Heat flow and hydrocarbon generation in the Transylvanian Basin*, Romania. AAPG Bulletin 10.

Csontos, L. (1995), *Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area*: a review, Acta Vulcanologica, 7.

Csontos, L., Nagymarosi, A., Horváth, F., Kovac, M., (1992), *Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model*, Tectonophysics, 208.

Csontos, L., Vörös, A. (2004), *Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, Vol. 210.

Dalrymple, B. J., Blong, R. J., Conacher, A. J. (1968), *An Hypothetical Nine Unit Landsurface Model, Zeitschrift fur Geomorphologie*, Bd. 12.

David, M. (1945), *Geneza, evoluţia şi aspecte de relief ale Podişului Transilvaniei*, Revista Ştiinţifică V. Adamachi, XXXI, Iaşi.

Davis, W. M. (1902), *Base-level, grade and peneplain*, J. of Geology, 10.

De Broucker, G., Mellin, A., Duindam, P. (1998), *Tectono-Stratigraphic evolution of the Transylvanian Basin, pre-salt sequence, Romania*; In C. Dinu, V. Mocanu: Geological and Hydrocarbon potential of the Romanian areas, Bucharest Geosciences Forum, spec. Vol. 1.

Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrienlinck, B. (1993), *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps,* Gauthier-Villars, Paris.

Diaconeasa, B., Tovissi, I. (1971), *Analizele de polen în sedimentele pleistocene de la Hoghiz*, Progrese în palinologia românească, Editura Academiei R. S. R., Bucureşti.

Drăgănescu, L. (1997), *Originea sării si geneza masivelor de sare*, Editura Grafica Prahoveană, Ploiești.

Dragoș, V. (1982), *Geologie generală și stratigrafică*, Editura Didactică și Pedagogică, București.

Dulgheru, M. (2012), *Dinamica albiilor de râu în Câmpia Transilvaniei: Studii de caz în bazinele hidrografice Meleş şi Dipşa*, Teză de doctorat, Universitatea Babeş-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

Dunitrescu, I. (1957), *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului în Bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. Petrol, Gaze. III, Bucureşti.

Dumitrescu, I. (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică şi cartare geologică,* Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Mirăuţă, O., Pauliuc, S., Georgescu, C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie,* Anuarul Comitetului Geologic, nr. 32, Bucureşti.

Eissmann, L. (1994), *Grudzuge der Quartargeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Sudbradenburg, Thuringen)*, Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 7.

Erni, A. (1929), *Etude sur les gisments de gaz naturels de Transylvanie*, Inst. nat. roum. pour l'Etude de l'Amenagement et l'Utilisation des sources d'energie, 18.

Fahnestock, R. K. (1963), *Morphology and hydrology of a glacial stream: White River, Mount Rainier, Washington*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422-A.

Feier, I. (2010), *Reconstituirea evoluției geomorfologice a văii Someșului Mic în Holocen*, Teză de doctorat, Facultatea de Geografie-Geologie, Universitatea Al. I. Cuza, Iași.

Fielitz, W., Seghedi, I. (2005*), Late Miocene-quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania*, Tectonophysics, 410 (1-4).

Filipescu, S. (1992), *Data Concerning the Kossovian from Podeni (Western Border of the Transylvanian Basin)*, Studia Univ. Babeş - Bolyai, Geologia, XXXVIII/2, Cluj-Napoca.

Filipescu, S. (1996), *Stratigraphy of the Neogene from the western border of the Transylvanian Basin*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, seria Geologia, 41.

Filipescu, S. (1999), *The significance of foraminifera fauna from the Feleac Formation (Transylvanian Basin, Romania)*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, 44(2).

Filipescu, S. (2001), *Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvania,* Field Trip Guide, Eds: Bucur, I., Filipescu. S. and Săsăran, E., 4th Regional Meeting of IFAA Cluj-Napoca 2001.

Filipescu, S. (2005), *Raport de cercetare - Revizuirea semnificației și conținutului unităților litostratigrafice din Neogenul Depresiunii Transilvaniei conform recomandărilor și standardelor Comisiei Internationale de Stratigrafie*, Revista Politica Științei și Scientometriei, Număr Special 2005 - ISSN- 1582-1218.

Filipescu, S. (2011), *Cenozoic lithostratigraphic units in Transylvania*, in: Bucur and Săsăran (eds.) – Calcareous algae from Romanian Carpathians, Field trip Guidebook, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Filipescu, S., Gârbacea, R. (1997), *Lower Badenian sea-level drop on the western border of the Transylvanian Basin: foraminiferal palaeobathymetry and stratigraphy*, Geologica Carpathica (Bratislava) 48 (5).

Florea, M. N. (1996), *Stabilitatea iazurilor de decantare*, Editura Tehnică, Bucureşti.

French, H. M. (1996), *The Periglacial Environment*, Second Edition, Longman.

Gârbacea, V. (1956), *Piemontul Călimanilor,* Studii şi cercetări de geologie-geografie, an. VII, nr. 1-2.

Gârbacea, V. (1957), *Dealurile Bistriţei (studiu geomorfologic)*, Lucrare de disertaţie pentru obţinerea titlului de candidat în ştiinţe geografice, Universitatea „V. Babeş" Cluj, Facultatea de Ştiinţe Naturale – Geografie.

Gârbacea, V. (1960), *Observaţii morfologice în partea de nord-est a Podişului Transilvaniei*, Probleme de geografie, nr. VII, Bucureşti.

Gârbacea, V. (1961), *Consideraţii cu privire la evoluţia reţelei hidrografice hidrografice din partea de nord-est a Podişului Transilvaniei,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geografie, fascicolul 1.

Gârbacea, V. (1964), *Alunecările de teren de la Saschiz (Podişul Hârtibaciului)*, Studia Univ. „Babeş - Bolyai", Cluj-Napoca, seria Geologie-Geografie, vol. VIII, fasc. 1.

Gârbacea, V. (1992), *Harta glimeelor din Câmpia Transilvaniei,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca, Seria Geographia, vol. XXXVII, nr. 1-2.

Gârbacea, V. (2013), *Relieful de glimee*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Gârbacea, V. (2015), *Dealurile Bistriţei şi Gurghiului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Gârbacea, V. Belozerov, V. (1963), *Depresiunea Deda-Porceşti,* Probleme de Geografie, vol. IX, Bucureşti.

Gârbacea V., Grecu, F. (1981), *Relieful de glimee din Podişul Transilvaniei şi potenţialul lui economic,* Memoriile secţiilor ştiinţifice, Seria IV, tom. IV, nr. 2, Bucureşti.

Gârbacea, V., Grecu, F. (1984), *Dealurile Roandolei. Caracterizare geomorfologică,* Memoriile secţiilor ştiinţifice, Academie Română, Seria IV, tom VII, Edit. Academiei, Bucureşti.

Gârbacea, V., Grecu, F. (1994), *Dealurile Şoalei – caractere geomorfologice,* Studii şi cercetări de Geografie, tom XLI, Bucureşti.

Gârbacea, V., Mac, I., Hajdu, Cs. (1991), *Podişul Vânători. Studiu geomorfologic,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, an. XXXV, nr. 2.

Găvăţ, I., Ciupagea, D., Airinei, Şt. (1969), *Rapports entre la structure profonde et la structure des complexes sedimentaires de la Depression de Transylvanie*, Scientarium Acta geologica Academiae Hungaricae, Budapesta, XIII, 1-4.

Gheerbrant, E., Codrea, V., Hosu, AL., Sen, S., Guernet, C., Lapparent De Broin, F., Rivelline, J. (1999), *Découverte de vertébrés dans les Calcaires de Rona (Thanétien ou Sparnacien), Transylvanie, Roumanie: les plus anciens mamifères cénozoiques d'Europe Orientale*, Eclogae geologie Helvetiae, 92.

Ghergari, L., Mészáros, N., Mârza, I., Chira, C., Filipescu, S., Ivan, I. (1991), *Contributions to the petrographic and chronostratigraphic knowledge of the tuffs in the Cojocna area*, The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.

Grasu, C. (1977), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Grecu, F. (1982), *Consideraţii asupra glimeelor din bazinul hidrografic Hârtibaciu,* Buletinul Societăţii de Ştiinţe Geografice, vol. VI.

Grecu, F. (1983), *Probleme ale formării şi evoluţiei reţelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei,* Memoriile secţiilor ştiinţifice, Seria IV, tom. IV, Bucureşti.

Grecu, F. (1985), *Clasificări şi tipuri de alunecări de teren din Depresiunea Transilvaniei,* Terra, anul XVII (XXXVII), nr. 2, Bucureşti.

Grecu, F. (1992), *Bazinul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Györfi, I., Csontos, L., Nagymarosy, A. (1999), *Early Tertiary structural evolution of the border zone between the Pannonian and Transylvanian Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 156.

Hauer, F. R. von, Stache, G. (1863), *Geologie Siebenbürgens,* nach den aufnahmen der k.k. geologischen Reichanstalt und literarischen Hülfsmitteln, Wien: Wilhelm Braumüller.

Hofmann, K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen,* Földt. Közl., IX, 5-6.

Hofmann, K. (1883), *Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Theile des Szatmáner Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen*, Földt. Közl. XIII/1-3, Budapest.

Horton, R. E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*, Bulletin of the geological society of america, vol. 56.

Horvath, Cs. (2008), *Studiul lacurilor de acumulare din bazinul superior al Crişului Repede*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Horvath, Cs., Réti, Kinga, Roşian, Gh. (2016), *Assessing rainfall erosivity from monthly precipitation data*, Air and Water Components of the Environment, International Conference, Cluj-Napoca.

Horvath, F., (1993), *Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin*, Tectonophysics, 226.

Horvath, F., Royden, L. (1981), *Mechanism for the formation of the Intra-Carpathian Basins: a review*, Earth Evolution Science, 3.

Horvath, I. (1998), *Istoricul mineritului de la Salina Praid*, Edtura Praid, Praid.

Hosu, Al., (1999), *Arhitectura sedimentaţiei depozitelor eocene din nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Hosu, M. (2009), *Valea Someşului între Dej şi Ţicău. Studiu geomorfologic*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Huggett, R. J. (2005), *Fundamentals of geomorphology*, Routlege, London and New York.

Huismans, R. S. (1999), *Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting*, PhD thesis, Univ. Vrije, Amsterdam.

Huismans, R. S., Bertotti, G. (2002), *The Transylvanian Basin, transfer zone between coeval extending and contracting regionas: Interferences of the relative importance of slab pul land rift push in arc-back arc systems*, Tectonics, Vol. 21, No. 2.

Huismans, R.S., Bertotti, G., Ciulavu, D., Sanders, C., Cloetingh, S. A. P. L., Dinu, C. (1997), *Structural evolution of the Transylvanian Basin (Romania): a sedimentary basin in the bend zone of the Eastern Carpathians*, Tectonophysics, Vol. 272.

Ichim, I. (1980), *Probleme ale cercetării periglaciarului din România*, Studii şi cercetări de G. G. G. Seria Geografie, tom XXVII, nr. 1.

Ichim, I., Bătucă, D., Rădoane, Maria, Duma, D. (1989), *Morfologia şi dinamica albiilor de râuri,* Editura Tehnică, Bucureşti.

Ichim, Tr. (1958), *Cercetări geologice în regiunea Arpaş – Făgăraş – Perşani*, M.P. – I.P.G.G.

Ichim, Tr. (1968), *Studiu geologic complex al Depresiunii Transilvaniei*, M.P. – I.C.P.G.

Ielenicz, M. (1993), *Suprafeţele de nivelare din regiunile de deal şi podiş ale României,* Analele Univ. Bucureşti, Seria Geografie, an. XLII.

Ielenicz, M. (1999), *Dealurile şi podişurile României,* Editura Fundaţiei România de Mâine, Bucureşti.

Ielenicz, M. (2005), *Geomorfologie*, Editura Universitară, Bucureşti.

Ilie, D. I. (1973), *Terase şi suprafeţe de nivelare,* Centrul de multiplicare al Universităţii Bucureşti, Bucureşti.

Ilie, M. (1958), *Podişul Transilvaniei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Ilie, M. (1975), *Synthetis of the geology of the neogene Transylvanian Basin (Romania)*, N. Jb. Geol. Palaont. Mh, Stuttgart.

Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., Beşuţiu, L. (2009), *New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania),* Lithos, Vol. 108.

Irimuş, I. A. (1993), *Raporturi morfostructurale-morfosculpturale în perimetrul domului Copşa Mică*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, ser. Geographia, fasc. 1.

Irimuş, I. A. (1995), *Morfologia domului Corunca*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, ser. Geographia, XL, fasc. 1 – 2.

Irimuş, I. A. (1996), *La correlation des glissements de terrain avec les types de domes perupheriques dans le Bassin de Transylvanie*, resumes, Quatrieme Conference Internationale de Geomorphologie, Bologna.

Irimuş, I. A. (1998), *Relieful pe domuri şi cute diapire în Depresiunea Transilvaniei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Irimuş, I.A. (2003), *Geografia fizică a României*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Irimuş, I. A. (2006), *Hazarde şi riscuri asociate proceselor geomorfologice în aria cutelor diapire din Depresiunea Transilvaniei,* Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Irimuş, I. A., Roşca, S., Rus, M. I., Marian, F. L., Bilaşco, Şt. (2017), *Landslide susceptibility assessment in almas basin by means of the frequency rate and GIS techniques*, Geographia Techinica, vol. 12, issue 2.

Jakab, S. (1973), *Observaţii paleopedologice asupra unor profile cuaternare din bazinul Târnavei Mici*, Lucrările Conferinţei Naţionale de Ştiinţa Solului, Satu Mare.

Jakab, S. (1979a), *Aspecte ale modelării versanţilor în dealurile dintre Mureş şi Târnava Mare*, St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geografie, T. XXVI, Bucureşti.

Jakab, S. (1979b), *Asimetria versanţilor din Dealurile Târnavei Mici şi ale Nirajului,* Trav. Station „Stejarul", Seria Geologie-Geografie, Nr. 7.

Jakab, S. (1981), *Modelarea versanţilor din Dealurile Târnavelor prin alunecări de teren,* Lucrările Conferinţei Naţionale pentru Ştiinţa Solului Braşov, Publicaţiile Societăţii Naţionale Române pentru Ştiinţa Solului, Bucureşti.

Jakab, S. (1983a), *Factori favorizanţi ai alunecărilor de teren din Dealurile Târnavelor,* Studia Scientarium Naturae, Marisa, vol. XI-XII, fasc. 1.

Jakab, S. (1983b), *Influenţe antropice în pedogeneza şi eroziunea solului din regiuni deluroase şi colinare,* Lucrările Conferinţei Naţionale pentru Ştiinţa Solului, Brăila.

Jakab, S. (2007), *Chrono-toposequences of soils on the river terraces in Transylvania (Romania)*, Catena, 71.

Jipa, D. (1994), *Large scale progradation structures in the Romanian Carpathians: facts and hypotheses*, Anuarul Inst. Geol. LXIV, Bucureşti.

Josan, N. (1970), *Alunecările de teren de la Romaneşti-Paucea,* Lucrări Ştiinţifice, Seria A, Oradea.

Josan, N. (1972), *Relieful structural din Podişul Târnavelor, dintre Târnava Mare şi Mureş,* Studii şi cercetări, Seria Geografie, nr. 1, Bucureşti.

Josan, N. (1973), *Nivelele de eroziune din partea de nord a Podişului Târnavlor,* Realizări în Geografia României, Culegere de studii, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.

Josan, N. (1979), *Dealurile Târnavei Mici. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Josan, N. (2014), *Antropizarea reliefului. Geomorfologie antropică*, Editura Universității din Oradea, Oradea.

Kez, A. (1950), *Berricht uber die terrassen morphologischen Aufnahmen entlag des Nagyszamos Flusses*, A Magyar Allami Foldt. Int. Evi. Jel.

Koch, A. (1884), *Bericht uber die im Klausenburger Radgebirge im Sommer 1883 usgefuhrte gelogische Specialaufnahme*, Föld. Közl., XIV, 213-233, Budapest.

King, L. C. (1953), *Canons of landscape evolution*, Geological Society of America Bulletin, 64 (7).

Knighton, D. (1984), *Fluvial forms and processes*, Edward Arnold (London).

Koch, A. (1880), *Über das Tertiär in Siebenbürgens*, Neues Jahrb, Min. Geol. Pal. I, Stuttgart.

Koch A. (1884), *Bericht uber die im Klausenburger Radgebirge im Sommer 1883 usgefuhrte*

gelogische Specialaufnahme, Föld. Közl., XIV, Budapest.

Koch A. (1894), *Die Tertiarbildungen des Beckens der Siebenburgische Landestheile I,* Paläogene Abtheilung, Mittailungen Jabrbuch Kon. Ling Geology Anst, Budapest, 10(6).

Koch, A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgische Landestheile. II Theil. Neogene Abtheilung,* Budapest.

Kovacs, J. SZ., Arnaud-Vannau, A. (2004), *Upper Eocene paleobathymetry approach based on paleoecological assemblages from the Pleşca Valley 2. outcrop, Transylvania - a preliminary report*, Acta Paleontologica Romaniae, Vol. 4.

Kovacs, M., Pécskay, Z., Fülöp, A., Jurje, M., Edelstein, O. (2010), *Time and space distribution of the Neogene intrusive magmatism from Oaș-Gutâi Mts., Eastern Carpathians, Romania,* Geologica Balcanica, Vol. 39 (1-2).

Krézsek, Cs. (2005), *Sedimentologia și arhitectura depozitelor pannoniene din estul Bazinului Transilvaniei*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Biologie și Geologie, Cluj-Napoca.

Krézsek, C., Filipescu, S. (2005), *Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania)*, Tectonophysics, Vol. 410 (1-4).

Krézsek, C., Bally, W.A. (2006), *The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in the gravitational salt tectonics*, Marine and Petroleum Geology, Vol. 23 (4).

Krészsek, Cs., Filipescu, S., Silye, L., Matenco, L., Doust, H. (2010), *Miocene facies associations and sedimentary evolution of the Southern Transylvanian Basin (Romania): Implications for hydrocarbon exploration*, Marine and Petroleum Geology, 27.

Lantuit, P., Pollard, W. H. (2005), *Temporal stereophotogrammetric analysis of retrogressive thaw slumps on Herschel Island, Yukon Territory*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 5.

Laskarev, V. (1924), *Sur les equivalents du Sarmatien superieur en Serbie*. – Récueil Traveaux offert à M J. Cvijić, Belgrad.

Lăzărescu, V. (1957), *Asupra unei noi specii de Coeloma si consideratii paleoecologice asupra brachiurilor*, Bul. st. Acad., Sect. Geol. - Geogr., II/3-4, Bucureşti.

Leopold, L. B., Maddock, T. M. (1953), *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*, USGS Profesional Paper 252.

Leopold, L. B. Wolman, M. G. (1957), *Rivers Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight*, U. S. Geological Survey Professional Paper, 2 8 2 – B.

Leopold, L., Wolman, M. G., Miller, J. P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, San Francisco, Freeman.

Lubenescu, V. (1981), *Studiul biostratigrafic al Neogenului superior din sud-vestul Transilvaniei,* Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, 58.

Lubenescu V., Lubenescu D. (1977), *Observaţii biostratigrafice asupra Pannonianului de la Lopadea Veche (Depresiunea Transilvaniei)*, Dări de Seama, Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti, LXIII(4).

Lupei, N., (1968), *Geologie minieră*, Editura Tehnică, Bucureşti.

Lupu, D., Lupu, M. (1983), *Biostratigraphische und fazielle Merkmale der Gosauformation im Apuseni Gebirge,* Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică, Bucureşti, Vol. 59.

Maarleveld, G. (1976), *Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in The Netherlands*, Biuletyn Peryglacjalny, 26.

Mac, I., (1969), *Particularităţile degradării unei suprafeţe de eroziune de vârstă pliocenă printr-un proces de pedimentaţie periglaciară,* Studii şi cercetări geologice, geofizice şi geografice, Geografie, vol. XVI, nr. 2., Bucureşti.

Mac, I. (1970), *Trăsăturile generale ale Subcarpaţilor Est Transilvăneni dintre Mureş şi Olt,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, fasc. 1.

Mac, I. (1971), *Suprafeţele de nivelare din Subcarpaţii Transilvăneni dintre Mureş şi Olt,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, fasc. 2.

Mac, I. (1972), *Subcarpaţii Transilvăneni dintre Mureş şi Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Mac, I. (1978), *Relaţii morfostructurale în Valea Târnavei Mici*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Seria Geologie-Geografie, an XXV, nr.2, Cluj-Napoca.

Mac, I., (1979), *Relieful de butoniere din Podişul Huedinului*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geographia, nr. 1.

Mac, I. (1976), *Geomorfologie*, vol. I, Centrul de multiplicare al Universităţii Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

Mac, I. (1980a), *Modelarea diferenţiată şi continuă a versanţilor din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, seria Geologie-Geografie, an XXV, nr. 2, Cluj-Napoca.

Mac, I. (1980b), *Geomorfologie*, vol. II, Centrul de multiplicare al Universităţii Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

Mac, I. (1986), *Elemente de Geomorfologie dinamică*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Mac, I. (1988), *La formations des glacis de la Depression de Transylvanie,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Seria Geologia-Geographia, an XXXIII, nr. 3, Cluj-Napoca.

Mac, I. (1994), *Processes, Formations and Quaternary Morphoclimatic Stages on the Hilly Regions of Romania,* Rev. Roum de Geographie, Tome 38, Bucureşti.

Mac, I. (1997), *The geomorphological landscape of derasion. A model from Romania*, Geographia Fisica e Dinamica Quaternaria, Torino.

Mac, I., Blaga, L. (2004), *Analize sectorial fractale şi morfologic funcţionale în complex vale-versant. Aplicaţii în Munţii Plopişului*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geographia, XLIX, 1, Cluj-Napoca.

Mac, I., Buzilă, L. (2003), *Corelaţii între stratele de argilă şi procesele geomorfologice din România,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Seria Geographia, an XLVIII, nr. 1.

Mac, I., Herşcovici, O. (1973), *Reflexii asupra evoluţiei versanţilor din Depresiunea Transilvaniei prin procese de pedimentaţie pleistocene,* Lucrări Ştiinţifice ale Cadrelor Didactice, Seria Geografie, vol. II., Timişoara.

Mac, I., Hosu, M. (2002), *Interpretări geomorfologice privitoare la structurile magmato-vulcanice din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Seria Geographia, an XLVII, nr. 2, Cluj-Napoca.

Mac, I., Irimuş, I. A. (1991), *Zone susceptibile fenomenelor geomorfologice de risc în sectorul căii ferate Apahida-Câmpia Turzii,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, seria geographia, an XXXVI, nr. 1.

Mac, I., Pendea, Fl. (2002), *Consideraţii asupra morfologiei periglaciare din Depresiunea Transilvaniei,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, an. XLVII, nr. 2.

Mac, I., Raboca, N. (1965), *Reieful structural din valea Batinului (Nordul Câmpiai Transilvaniei),* Studii şi cercetări de geol., geofiz. şi geogr., Seria geografie, tomul XII, nr. 2, Bucureşti.

Mac, I., Sorocovschi, V. (1977), *Aspecte complementare ale relaţiei de organizare: reţea hidrografică-morfostructură în Depresiunea Transilvaniei,* Lucrările celui de al II-lea Simpozion de Geografie Aplicată, Cluj-Napoca.

Mac, I., Sorocovschi, V. (1978), *Relaţii morfodinamice în Depresiunea Transilvaniei,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologie Geografie, fasc. 2.

Mac, I., Sorocovschi, V. (1979), *Geneza şi dinamica sistemului de drenaj din Depresiunea Transilvaniei*, St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geografie, T. XXVI, Bucureşti.

Mac, I., Tovissi, I. (1968), *Observaţii geomorfologice în regiunea confluenţei Homorodului cu Oltul,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologia-Geographia, nr. 2.

Mac, I., Tudoran, P. (1977), *Morfodinamica reliefului din Depresiunea Transilvaniei şi implicaţiile sale geoecologice,* Lucrările celui de al II-lea Simpozion de Geografie Aplicată, Cluj-Napoca.

Maloş, C. (2011), *Corelații între geologia, procesele geomorfologice și starea unor specii rare de plante din Bazinul Transilvaniei*, Teză de doctorat, Facultatea de Știința Mediului, Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

Martiniuc, C. (1936), *Problema unei regiuni subcarpatice și a unităților geografice învecinate pe rama de vest a Munților Harghita – Perșani*, Rev. Geogr. I.C.G.R., vol. 111, nr. 1.

Martonne, Emm. de (1901), *Nouvelles observations sur la periode glaciare dans les Carpathes Meridionales*, Comptes rendu de l'Academie des Sciences de Paris, CXXXII.

Martonne, Emm. de (1904), *La periode glaciaire dand les Karpates Meridionales*, C. r. du IX Congres International Geologique de Wienne.

Martone, Emm. de (1907), *Recherches sur l'evolution morphologique des Apes de Transylvanie (Carpates meridionales)*, Rev. Ann. De geogr., I, Paris.

Mateescu, Ş. (1938), *La faille de Moigrad et les variations de facies qu'elle introduit dans l'Eocène et l'Oligocène au N et au S de la faille*, Compte Rendus Acad. Sci. Roum. 2/6, Bucureşti.

Matei, L. (1983), *Argilele panonieine din Transilvania,* Editura Academiei, Bucureşti.

Maţenco, L., Bertotti, G. (2000), *Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania)*, Tectonophysics, 316.

Mârza I., Mészáros, N. (1991), *Les tuffs volcaniques de Transylvanie: historique, valeur théorique et pratique dans le développement de la géologie transylvaine*. In: Mârza, I., (ed.), The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.

Mârza, I, Mirea, O. (1991), *Le massif eruptif de Ciceu (Dej) – considerations petrographiques et volcanologiques*, in: The volcanic tuffs fron the Transylvanian Basin România, Cluj-Napoca.

Măcicășan, V. (2016), *Evaluarea integrată a impactului antropic asociat exploatării miniere Aghireș în contextul reabilitării mediului*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Măcicășan, V., Muntean, O. L., Roșian, Gh., Nicorici, L. (2012) *Evaluarea impactului exploatarii miniere Aghires asupra componentelor de mediu*, EcoTerra (Journal of Environmental Research and Protection), no. 31.

Măcicășan, V., Roșian, Gh., Bălc, R., Muntean, O. L. (2013), *The process of pedogenesis on mine dumps (A case study: Aghireş mining area, Romania)*, Geographia Napocensis, VII, 1.

Măcicășan, V., Muntean O. L., Roșian, Gh., Maloș, C., Mihăiescu, R., Baciu, N. (2013), *An integrated geomorphological approach for quarry rehabilitation (Aghireş Mining Area, Romania)*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, Vol. 8, No. 3.

Măcicășan, V., Roșian, Gh., Muntean, O. L., Mihăiescu, R., Buzilă, L., Raică, D., Bodea, C. (2014), *The influence of the geological substratum on the characteristics of Aghireș mining lakes, Romania*, International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM on Ecology, Economics, Education and Legislation, Conference Proceedings, Vol. II, Sofia.

Mărculeţ, I., Mărculeţ Cătălina (2001), Realităţi geografice în Valea Târnavei, Centrul de multiplicare al Universităţii, Bucureşti.

Merritt, D. M., Wohl, E. E. (2003), *Downstream hydraulic geometry and channel adjustment during a flood along an ephemeral, arid-region drainage*, Geomorphology, 52.

Mészáros, N. (1991), *Nannofossil Zones in the Paleogene and Miocene deposits of the Transylvanian Basin,* Proced. IV. INA Conf., Knihovnicka ZPN, Praga, 14b (2).

Mészáros, N., Moisescu, V. (1991), *Bref apercu des unités lithostratigraphiques du Paléogène dens Nord-Ouest de la Transylvanie (région de Cluj-Huedin), Roumanie*, Bull. Inf. Géol. Bass. 28/2, Paris.

Mészáros, N., Şuraru, N. (1991), *Le nannoplancton et les foraminifères du Complexe du Tuf de Dej de la région Şoimeni-Pâglişa*, in: Mârza I. (Ed.): The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. Geol. Formations Transylvania, Romania*,* University of Cluj-Napoca, Cluj-Napoca 3.

Mészáros, N., Nicorici, E. Ianoliu C. (1991), *Le nannoplancton et la microfaune du complexe du Tuf de Dej de la region Cluj-Napoca*, in: Mârza I. (Ed.): The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania. *Geol. Formations Transylvania, Romania,* University of Cluj-Napoca, Cluj-Napoca 3.

Mészáros N., Băluţă C., Speck R., (1969), *Stratigrafia şi fauna de moluşte a depozitelor paleogene din regiunea Alba Iulia,* Buletinul Societăţii de Ştiinţe Geologice din R.S. România, Bucureşti, XI.

Mihăilescu, V. (1934), *Platforma Someşană*, BSRRG, Tomul LIII, Bucureşti.

Mihăilescu, V. (1936), *România. Geografie fizică*, Bucureşti.

Mihăilescu, V. (1937), *Observaţii noi asupra Platformei Someşene (Latura Internă)*, BSRRG, Tomul LVI, Bucureşti.

Mihăilescu, V. (1957), *Harta regiunilor geomorfologice ale R. P. Române pe baze geografice*, Bul. Şt. Acad. R. P. R., an. II, nr. 1.

Mihăilescu, V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Moisescu, V. (1972), *Mollusques et Echinides stampiens et égériens de la region de Cluj-Huedin-Românaşi (Nord-Ouest de la Transylvanie)*, Memoriile Inst. Geol. XVI, 152 pp. Bucureşti.

Moisescu, V. (1975), *Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi (NV Bazinului Transilvaniei)*, Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, v. XLVII., Bucureşti.

Moisescu V., Meszaros N. (1995), *Contribution to the knowledge of the molluscan and echinoid faunas from the Ighiu beds in the Bilag Hill*, Rom. J. Paleontology, Bucharest, 76.

Moisescu V., Popescu, Gh. (1967), *Studiul stratigrafic al formatiunilor paleogene si miocene din regiunea Chinteni - Baciu - Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geof., geogr. (Geologie), 12 (1), Bucureşti.

Moldovan, M. L. (2012), *Glimeele din Transilvania. Studiu geomorfologic*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

Moll. J., Vandenberghe, J., Kasse, C. (2000), Riv*er response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe*, Geomorphology, 33.

Morariu, T. (1959), *Le stade actuel des recherches sur les phenomenes periglaciaires de la R. P. Roumanie*, Rev. Geol. Et geogr., III, 2.

Morariu, T. (1961), , *Podişul Târnavelor. Caracterizare şi raionare fizico-geografică*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj- Napoca, Seria Geographia, fasc. 1.

Morariu, T., Donisă, I., (1968), *Terasele fluviale din România,* Studii şi cercetări geologice, geofizice şi geografice, Geografie, vol. XV, nr. 1, Bucureşti.

Morariu, T., Gârbacea, V. (1960), *Terasele râurilor din Transilvania,* Comunicările Academiei R. P. R., vol. X, nr. 6.

Morariu, T., Gârbacea, V. (1963), *Vechimea alunecărilor din Bazinul Transilvaniei*, Cluj-Napoca.

Morariu, T., Gârbacea, V. (1966), *Quelques observations au sujet des processus de versant de la Depresion de Transylvanie*, Revue Roumain Geol.-Geoph.-Geogr., ser. Geogr, vol. X, nr. 2.

Morariu, T., Gârbacea, V. (1968), *Deplacements massifs de terrain de type glimee en Roumanie,* Revue Roumaine de Geologie, Geographie, Geophisique, Serie de Geographie, tome 12, nr. 1-2, Editura Academiei, Bucureşti.

Morariu, T., Mac, I. (1962), *Regionarea geomorfologică a teritoriului oraşului Cluj şi a împrejurimilor*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj Napoca.

Morariu, T., Savu, Al. (1964), *Quelques problemes du modeles periglaciare en Roumanie*, Bull. De l'Assoc de Geogr. Franc., Paris.

Morariu, T., Gârbacea, V., Călinescu, M. (1965), *Alunecările de la Bozieş, (Câmpia Transilvaniei),* Comunicări de geografie, vol. III, Bucureşti.

Morariu,T., Călinescu, M., Dumbravă, F., Posea, A. (1963), *Consideraţii asupra rolului factorilor fizico-geografici în dezvoltarea oraşului Dej*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, seria GG, F1.

Morariu, T., Posea, Gr., Mac, I. (1980), R*egionarea Depresiunii Transilvaniei*, Studii şi cercet. geol., geofiz., geogr., geografie, vol. XXXVII, nr. 2, Bucureşti.

Morariu, T., Savu., Al., Călinescu, M., Sorocovschi, V., Maier, A. (1970), *Judeţul Cluj*, Editura Academiei R. S. R., Bucureşti.

Mrazec, L. (1907), *Despre cute cu sâmbure de străpungere*, Bul. Soc. Șt., Bucureşti.

Mrazec, L. (1932), *Considerations sur l'origine des depressions internes des Carpates roumaines*, Bul. Soc. Rom. Geol., I.

Mrazek, L., Jekelius, E. (1927), *Apercu sur la structure du Bassin Neogene de Transylvanie et sur ses gisements de gaz*, Guide des excursion (Ass. p. l'avac. de la geol. des Carpates).

Muntean, O. L. (2000), *Consideraţii environmentale asupra Culoarului Târnavei Mari (Podişul Târnavelor),* Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geographia, an XLV, nr. 1.

Muntean, O. L. (2004), *Impactul antropic asupra mediului înconjurător în culoarul Târnavei Mari (sectorul Vânători – Micăsasa),* Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Muntean, O. L. (2005), *Evaluarea impactului antropic asupra mediului*, Editura Casa Cărții de Știință, Cluj-Napoca.

Muntean, O. L., Mihăiescu, R., Roșian, Gh., Buzilă, L., Măcicășan, V. (2017), *GIS-based local geomorphological constraints assessment (a case study: Cluj-Napoca municipality, Romania),* SGEM Conference Proceedings, vol. 17, Informatics, Geoinformatics and Remote Sensing, issue 23.

Muntean, O. L., Buzilă, L., Maloș, C., Roșian, Gh., Stoian, L., Baciu, N., Mihăiescu, R. (2011), *GIS applications for geomorphological constraints assessment within new residential areas of Cluj-Napoca Municipality*, REVCAD, 11.

Munteanu-Murgoci, Gh. (1924), La cartographie des sols en roumanie, Etat de l'etude de la cartographie du sol, Bucureşti.

Mutihac, V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Editura Tehnică, București.

Mutihac, V., Ionesi, L. (1974), *Geologia României*, Editura Tehnică, București.

Nagy, L. (1956), *Contribuțiuni la stratigrafia și tectonica zonei salifere din partea de NE a Transilvaniei dintre valea Nirajului și valea Șieului*, St. Cerc. geol.-geogr., Acad. Rom. Filiala Cluj, 1 – 4 ian. – dec., VII.

Negrea, A., Costa-Foru, A. (1965), *Studiul petrografic al tufurilor neogene din Bazinul Transilvaniei în vederea stabilirii de repere stratigrafice*, Ministerul Petrolului – Institutul de Cercetări și Proiectări geologice industriale pentru Hidrocarburi, manuscris, Arhiva Romgaz.

Nicula, Al.-S., Kerekes, Anna-Hajnalka, Pop, V.-V., Roșian Gh. (2017), *Relational analysis of susceptibility to landslides of settlements situated in the eastern and central part of Alba Iulia hinterland, using GIS Technology and MaxEnt Software,* Studia Univ. Babeș-Bolyai, Geographia, LXII, 1.

Onac, B. I. (2010), *Podişul Măhăceni – Studiu Geomorfologic*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

Orghidan, N. (1969), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei Bucureşti.

Orlescu, M., (2001), *Hidrotehnica generală*, Editura Orizonturi Universitare, Timișoara.

Pávay - Vajna, F. (1910), *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Olah – Lapad*, Földt. Közl. XL, Budapest.

Pană, D.I., Heaman, L.M., Creaser, R.A., Erdmer, P. (2002), *Pre-alpine crust in the Apuseni Mountains, Romania: insights from Sm-Nd and U-Pb data*, J. Geol., 110.

Paraschiv, D. (1979), *Romanian Oil and Gas Fields*. Institutul de Geologie și Geofizică Studii Tehnice și Economice Seria A (13), București.

Paucă, M. (1972), *Etapele morfogenetice ale Depresiunii Transilvaniei*, St. și cercet. geol. geof. geogr., seria geologie, t. 17, nr. 2.

Paucă M., (1977a), *Le calcaire de Rona – genèse et répartition*, Trav. Mus. Hist. Nat „Gr. Antipa", XVIII.

Paucă, M. (1977b), *Rețeaua hidrografică a blocului Someșului. Geneză și evoluție*, S.C.G.G.G., Geogr., XX, 2.

Pauliuc, S., Dinu, C. (1985), *Geologie structurală*, Editura Tehnică, București.

Pavlov, A. A. (1954), *Sovrimenie problemî kartografii*, Bulet. Univ. de Stat din Leningrad, nr. 4.

Pânzaru, T., Mac, I. (1973), *Observaţii morfohidrografice la sud de Cluj,* Buletinul Societăţii de Geografie, Vol. III (LXXIII).

Pecsi, M. (1966), *Problemes quaternaires de la recherche geomorphologique des montagne centrale intracarpatiques*, Geographia polonica, 10, Geomorphological problems of Carpathians, II, Varșovia.

Petts, G. E., Amoros, C. (1984), *Fluvial hydrosystems*, Chapman and Hall, London.

Pendea, Fl. (2003), *The geomorphic environment of a late Quaternary Loess-Like sediments as interferred from advanced grain-size technique and morphological analysis*, Abstract in Recent advanced in the Quaternary paleoenvironmental and paleoclimatic research in Romania and neighboring countries, B. P. Onac (ed), Cluj-Napoca, Romania.

Pendea, Fl. (2005), *Paleomediile geomorfologice ale Cuaternarului superior în Depresiunea Transilvaniei (Eemian-Weichselian-Holocen)*, Teză de doctorat, Universitatea Babeș-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

Pendea, I. F., Gray, J.T., Chaleb, B., Tanţău, I., Bădărău, A. S., Nicorici, C. (2009), *Episodic build-up of alluvial fan deposits during the Weichselian Pleniglacial in the western Transylvanian Basin, Romania and their paleoenvironmental significance*, Quaternary International, Volume 198, Issues 1-2.

Penk, W. (1924), *Die Morphologische Analyse*, Geogr. Abh. Stuttgart.

Petcu, P. (1985), *Procesele geomorfologice actuale din „Grădina Zmeilor"*, Terra, anul XVII (XXXVII), nr. 2, București.

Petrea, D. (1998), *Pragurile de substanţă, energie şi informaţie în sistemele geomorfologice*, Editura Universităţii din Oradea, Oradea.

Pop, Gh. (1970), *Suprafaţa de netezire „Fărcaş" din Munţii Gilăului (studiu de pleogeomorfologie climatică),* Teză de doctorat, Universitatea „Babeş-Bolyai" din Cluj, Facultatea de Biologie-Geografie.

Pop, E. (1971), *Primele datări cu radiocarbon în turba noastră cuaternară, în Progrese în palinologia Românească*, Editura Academiei, Bucureşti.

Pop, Gr. (1997), *Istoria României. Transilvania* (pp. 5-62), Istoria României: Transilvania, Vol. 1, coordonator: Ioan Glodariu, Editura George Barițiu, Cluj-Napoca.

Pop, Gr. (2001), *Depresiunea Transilvaniei,* Edit. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Popa, Gh. (1961), *Câteva observații asupra unor structuri criogenetice din Depresiunea Praid-Sovata*, Probleme de Geografie, VIII.

Popescu, B. (1978), *On the lithostratigraphic nomenclature of the NW Transilvania Eocene,* Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géologie, Editura Academiei Republicii Socialiste România, Tome 22, Bucureşti.

Popescu, B. (1984), *Lithostratigraphy of cyclic continental to marine eocene deposits in NW Transylvania, Romania,* Arch. Sc. Genève, 37 (1).

Popescu, B., Bombiță G., Rusu, A., Iva, M., Ghețea, N., Olteanu, R. (1978), *The Eocene of Cluj-Huedin Area*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., LXIV, Bucureşti.

Popescu Gh. (1970), *Planktonic foraminiferal zonation in the Dej Tuff Complex*, Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Séria Géol., Bucharest, 14(2).

Popescu, Gh. (1975), Études des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.* 23.

Popescu, Gh., Mărunțeanu, M., Filipescu, S. (1995), *Neogene from Transylvania Depression,* Romanian Journal of Stratigraphy, Bucureşti, 76 (3).

Popescu, N. (1978), *Structura şi ierarhizarea reţelei de văi din Depresiunea Făgăraş şi din regiunile limitrofe*, Studii şi cercetări de G. G. G., Seria Geografie, t. XXV, nr. 1.

Popescu, N. (1982), *Glacisurile piemontane din Depresiunea Făgăraş*, Bul. Soc. şt. Geogr., vol. VI, Bucureşti.

Popescu, N. (1990), *Ţara Făgărașului. Studiu Geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Popescu – Voiteşti, I. (1936), *Evoluţia geologică şi paleogeografică a pământului românesc*, Revista Muzeului de geologie – mineralogie, Univ. Cluj, nr. V.

Popescu-Voitești, I. (1942), *Expose synthetique sommaire sur la structure des regions carpatiques roumaines*, Bull. Soc. Roum., V.

Posea, Gr. (1958), *Relieful periglaciar din Țara Lăpuşului și împrejurimi*, Natura, 3.

Posea, Gr. (1961), *Profilul periglaciar de la Floreşti*, Com. Acad. RPR, Vol. II, nr. 1.

Posea, Gr. (1962a), *Ţara Lăpuşului. Studiu geomorfologic,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Posea, Gr. (1962b), *Aspecte de relief din jurul Clujului*, Analele Universităţii Bucureştei, Seria Ştiinţele Naturii, Geologie – Geodrafie, anul Xi, nr. 32.

Posea, Gr. (1963), *Relieful de cuestă din apropierea Clujului,* Comunicări de Geografie, vol. II, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.

Posea, Gr. (1967), *Antecedenţă şi captare la văile transversale carpatice*, Lucrările Institutului Pedagogic Oradea, nr. 1.

Posea, Gr. (1969a), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei,* Lucrări ştiinţifice, Seria A, Oradea.

Posea, Gr. (1969b), *Depresiunea Sălişte*, Studii şi cercet de G. G. G., Seria Geografie, tom XVI, nr. 1.

Posea, Gr. (1978), *Podişul Huedin-Păniceni*, Studii şi cercetări de G. G. G., Seria Geografie, t. XXV, nr. 1.

Posea, Gr., Cioacă, A. (2003), *Cartografierea geomorfologică,* Editura Fundației România de Mâine, București.

Posea, Gr., Popescu, N., Ielenicz, M. (1974), *Relieful României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Posea, Gr., Grigore, M., Popescu, N., Ielenicz, M. (1976), *Geomorfologie*, ediția a doua, Editura Didactică și Pedagogică, București.

Poser, H. (1948), *Boden – und Klimaverhaltnisse in Mittel – und Westeuropa wahrend der Wurmeiszeit*, Erdkunde, 2.

Powell, J. W. (1875), *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution*, Government Printing Office, Washington, D.C.

Preda D. M. (1961), *Vorlandul orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei*, rezumatul comunicărilor, Asoc. geol. Carp-balc., Congr., V, București.

Proust, J.N., Hosu, A. (1996), *Sequence stratigraphy and Paleogene tectonic evolution of the Transilvanian basin* (Romania, Eastern Europe). Sedimentary Geology.

Raboca, N. (1977), *Terasele Secaşului Mare*, Lucrările celui de al II-lea Simpozion de Geografie Aplicată, Cluj-Napoca.

Raboca, N. (1995), *Podişul Secaşelor: studiu de dinamica versantelor,* Editura Sarmis, Cluj-Napoca.

Rădoane, Maria, Dumitru, D., Ichim, I. (2001), *Geomorfologie*, vol. II, Editura Universității Suceava, Suceava.

Rădulescu, D. P., Săndulescu, M. (1973), *The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*, Tectonophysics, Vol. 16.

Rădulescu, I., Grumăzescu, H. (1963), *Descifrarea mişcărilor tectonice din Cuaternar de pe teritoriul R. P. Române, prin metoda geomorfologică,* Probleme de Gepgrafie, vol. IX, Bucureşti.

Răileanu, G., Saulea, E. (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj-Jibou*, Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, v. XXIX, Bucureşti.

Réti, K. (2009), *Diferențierea sistemului environmental în structuri urbane cu stări critice în bazinul Târnavei*, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Réti, K., Macalik, K., Carpa, R., Kis, E., Székely. G. (2016), *Physico-chemical properties of soils populated with wild halophytes in some Romanian areas*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Biologia, LXI, 2.

Rodeanu, I. (1925), *Observări morfologice la zona de contact a basinurilor Oltului şi Murăşului în regiunea Sibiului*, Lucrările Institutului de Geografice, Universitatea Cluj, tom II.

Rodeanu, I., Vulcu, B. (1957), *Problema defileului Săcădatelor,* Studii şi cercetări de geologie-geografie, an. VIII, nr. 3-4, Bucureşti.

Roşca, S. (2015), *Bazinul Nirajului studiu de geomorfologie aplicată*, Editura Risoprint, Cluj-Napoca.

Roşca, S., Bilaşco, Şt., Petrea, D., Fodorean, I., Vescan, I., Filip, S. (2015), *Application of landslide hazard scenarios at annual scale in the Niraj River basin (Transylvania Depression, Romania)*, Natural Hazards, 76.

Roşca S., Bilaşco Şt., Petrea, D., Vescan, I., Fodorean, I. (2016), *Comparative assessment of landslide susceptibility. Case study: the Niraj river basin (Transylvania Depression, Romania)*, Geomatics, Natural Hazards and Risk, vol. 7, no. 3.

Roşian, Gh. (2007), *Probleme de geomorfologie aplicată în studiul ravenelor. Studiu de caz Ravena Rupturi*, Tendinţe actuale în predarea şi învăţarea Geografiei, vol. 3, Editori şi coordonatori: Maria Eliza Dulamă, Fl. Bucilă, Oana-Ramona Ilovan, Editura Clusium, Cluj-Napoca.

Roşian, Gh. (2008), *Modele de geomorfologie funcțională ale sistemului vale-versant din Depresiunea Transilvaniei*, Teză de doctorat, Universitatea Babeş-Bolyai, Facultatea de Geografie, Cluj-Napoca.

Roşian, G. (2009), *Evoluția versanților afectați de alunecări masive de tip glimee. Studiu de caz: versantul drept al Secașului Mic (Sectorul Tău-Secășel)*, Geographia Napocensis, anul III, nr. 1.

Roşian, Gh. (2011), *Modele de geomorfologie funcțională ale sistemului vale-versant din Depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Roșian, Gh. (2013), *The low of the order of watershed*, Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geographia, LVIII, 1.

Roșian, Gh. (2017), *Geomorfologia mediului*, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

Roșian, Gh., Horvath, Cs. (2016), *Corelations between the landslides and the morphological and functional units of slopes in the Transylvanian Basin*, Risks and Catastrophes Journal, an XV, vol. 19, nr. 2.

Roșian, Gh., Horvath, Cs., Reti, K., Boțan, C., Gavrilă, I. (2016), *Assessing landslide vulnerability using bivariate statistical analysis and the frequency ratio model. case study: Transylvanian Plain,* Zeitschrift fur Geomorphologie, vol.60, no. 4.

Roșian, Gh., Horvath, Cs. (2019), *GIS for spatial landslide distribution analysis in the Transylvanian Depression*, Risks and Catastrophes Journal, nr. XVIII, vol. 24, nr. 1.

Roșian, Gh., Horvath, Cs., Niță, A. F., Benedek, Rozalia (2017), *Landslide spatial distribution analysis using GIS. Case study Secașelor Plateau,* Risks and Catastrophes Journal, vol. 20, nr. 1.

Rusu, A. (1970), *Corelarea faciesurilor Oligocenului din regiunea Treznea - Bizuşa (NV Bazinului Transilvaniei)*, Studii şi Cercetări Geol., Geof., Geogr. Ser. Geol. 15, 2, Bucureşti.

Rusu, A. (1972), *Semnalarea unui nivel cu Nucula comta în bazinul Transilvaniei şi implicaţiile lui stratigrafice*, Dări de Seamă Inst. Geol. LVIII/4, Bucureşti.

Rusu, A. (1977), *Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea - Hida - Poiana Blenchii*, Anuarul I.G.G. LI, Bucureşti.

Rusu, A. (1987), *Ostreina biohorizons in the Eocene of North-West Transylvania (Romania)*, The Eocene from the Transylvanian Basin, Romania, Special volume, Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca.

Rusu, A. (1989), *Problems of correlation and nomenclature concerning the Oligocene formations in NW Transylvanian,* The Oligocene from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.

Rusu, A. (1995), *Eocene formations in the Călata region (NW Transylvania): a critical review,* Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology, 76.

Rusu, A., Drăgănescu, A. (1976), *Facies-zoned carbonate sedimentation at the time of the Hoia*

Limestone (Upper Tongrian) in NW Transylvania (Romania), Anuarul Inst. Geol. Geof. XLVIII, Bucureşti.

Saccani, E., Nicolae, I., Tassinari, R. (2001), *Tectono-magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania): petrological and geochemical evidence*, Ofioliti, 26.

Sanders, C. (1999), *Tectonics and erosion. Competitive forces in a compressive orogen. A fission track study of the Romanian Carpathians*, PhD thesis, Univ. Vrije, Amsterdam.

Sanders, C. A. E., Andriessen, P., Cloetingh S. (1999), *Life cycle of the East Carpathian Orogen: erosion history of a doubly vergent critical wedge assesed by fission track thermochronology*, Journal of Geophisical Research, 104 (B12).

Sanders, C., Huismans, R., Vanwees, J. D., Andriessen, P. (2002), *The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains*, European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 3.

Sandu, M. (1998), *Culoarul depresionar Sibiu-Apold. Studiu Geomorfologic,* Editura Academiei Române, Bucureşti.

Sandu, M. (2002), *Podişul Secaşelor. Regionarea geomorfologică*, Revista de Geomorfologie, nr. 4–5, Bucureşti.

Savu, Al. (1959), *Câteva observaţii asupra unor fenomene periglaciare în valea Căpuşului,* Comunicările Academiei R. P. R., nr. 9, Bucureşti.

Savu, Al. (1962), *Contribuţii la studiul evoluţiei reţelei hidrografice din bazinul Almaş-Agrij,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geololgie-Geografie, f. 1.

Savu, Al. (1963), *Podişul Someşan. Studiu geomorfologic,* Teză de disertaţie, Universitatea Babeş-Bolyai Cluj, Facultatea de Ştiinţe Naturale – Geografie.

Savu, Al. (1965), *Terasele Someşului între Dej şi Jibou,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geologia-Geographia, an. X, f. 2.

Savu, Al. (1973), *Podişul Someşan şi raporturile sale cu Podişul Transilvaniei,* Realizări în geografia României, Culegere de studii, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Savu, Al. (1987), *Podișul Someșan*, în Geografia României, vol. III, Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei, Editori: D. Oancea, Valeria Velcea, N. Caloianu, S. Dragomirescu, Gh. Dragu, Elena Mihai, Gh. Niculescu, V. Sencu, I. Velcea, Editura Academiei, București.

Savu, Al., Haidu, I. (1984), Asupra genezei și evoluției klippelor de calcar din Munții Trascăului, Studia Univ. „Babeş - Bolyai", Cluj-Napoca, seria Geologie-Geografie, XXIX.

Savu, Al., Clichici, O., Dragoş, I. (1970), *Contribuţii la problema vârstei teraselor Someşului Mare,* Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Seria Geographia, an. XV, f. 2.

Savu, Al, Mac, I., Tudoran, P., (1973), *Aspecte privind geneza şi vârsta teraselor din Transilvania*, Realizări în Geografia României, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Sawicki, L. (1912), *Beitrage zur Morphologie Siebenburgens*, Bull. Acad. Sci., Cracovia.

Săndulescu, M. (1984), *Geotectonica României*, Editura Tehnică, București.

Săndulescu, M. (1988), *Cenozoic tectonic history of the Carpathians*, In: L.Royden, F. Horváth (eds.): The Pannonian Basin: a study in basin evolution, AAPG Mem., Vol. 45.

Săndulescu, M., Visarion, M. (1978), *Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie*, Dări de seamă ale Şedinţelor Institutul de Geologie şi Geofizică, v. LXIV, 5, București.

Schiopoiu, Al. (1969), *Contribuții la studiul solurilor fosile din bazinul Someșului Mic*, Comunicări de Geografie, VII.

Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuste, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008), *The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units*, Swiss J.Geosci., 101.

Schuller, V. (2004), *Evolution and geodynamic significance of the Upper Cretaceous Gosau basin in the Apuseni Mountains (Romania)*, PhD Thesis, Tubinger Geowiss. Arb. Reihe A70.

Schumm, S.A. (1977), *The Fluvial System,* John Wiley and Sons, New-York, Chichester, Brisbane, Toronto.

Schumm, S. A. (1981), *Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., no. 31.

Schumm, S. A. (1985), *Patterns of alluvial rivers*, Ann. Rev. Earth Planet. Sci, no. 13.

Schumm, S.A. (2005), *River variability and complexity*, Cambridge University Press, Cambridge.

Seghedi I., Szakács A. (1991) *„The Dej tuff" from Dej-Ciceu area: some petrographical, petrochemical and volcanological aspects*, In: Bedelean, I., Ghergari, L., Mârza, I., Mészáros, N., Nicorici, E., Petrescu, I. (Eds.), The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Romania, Cluj-Napoca.

Selby, M. J. (1990), *Earth's changing surface. An Introduction to Geomorphology*, paperback reprinted in 1990, Clarendon Press, Oxford.

Simon, A. (1989), *A model of channel response in disturbed alluvial channels*, Earth Surface Processes and Landforms 14.

Sîrcu, I., (1957), *Câteva aspecte de geomorfologie din Munții Bârgăului, Probleme de Geografie*, vol. IV.

Sorocovschi,V. (1996), *Podişul Târnavelor. Studiu hidrologic,* Editura CETIB, Cluj-Napoca.

Sorocovschi, V. (2005), *Câmpia Transilvaniei. Studiu hidrogeografic*, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Strahler, A. N. (1973), *Geografie fizică,* Editura Științifică și Enciclopedică, București.

Surdeanu, V., Mac, I., Nicorici, Corina (1998), *Procese de modelare în Depresiunea Transilvaniei*, Analele Universităţii Ecologice „Dimitrie Cantemir", Târgu-

Mureş, Seria Ştiinţe Socio-Umane, Studii şi cercetări ştiinţifice, Secţiunea geografie, vol. III.

Surdeanu, V., Petrea, D., Rus, I., Irimus, I. A. (2008), *Deep-seated landslides (glimee) in the Saschiz and* Şoard-Secuieni area. *G*eomorphological settings, IAG regional conference on geomorphology, Braşov, Romania, 15-26 septembire 2008.

Surian, N., Rinaldi, M. (2003), *Morphological response to river engineering andmanagement in alluvial channels in Italy*, Geomorphology, 50.

Szakacs, Al., Krezsek, Cs. (2006), *Volcano–basement interaction in the Eastern Carpathians: Explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158.

Tari, G.C., (1994), *Alpine tectonics of the Pannonian basin*, PhD thesis, Rice University, Houston.

Torok, Z. (1933), *Cercetări geologice în județul Târnava Mare*, Tipografia Miron Neagu, Sighișoara.

Tovissi, I. (1963), *Alunecări de teren în regiunea comunei Măgherani,* Studia Universitas Babeş-Bolyai Cluj-Napoca, Seria Geologie-Geografie, Fasc. 1.

Tovissi, I. (1965), *Formaţiuni criogene în Valea Oltului între Bălan şi Porceşti,* Studia Universitas Babeş-Bolyai, Seria Geografie-Geologie, nr. 1, Cluj-Napoca.

Tovissi, I. (1977), *Relieful fluvial din Valea Oltului*, Teză de doctorat, Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca.

Trufaş, V. (1962), *Observaţii geomofoloice la Râpa Roşie,* Natura, Seria Geografie-Geologie, nr. 3, Bucureşti.

Tufescu, V. (1966a), *Subcarpații și depresiunile marginale ale Transilvaniei*, Editura Științifică, București.

Tufescu, V. (1966b), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată,* Editura Academiei, București.

Uhlig, V. (1903), *Bau und Bild der Karpaten*, Viena.

Vancea, A. (1929), *Observaţiuni geologice în regiune de SW a Câmpiei Ardelene – Cu o privire generală asupra geologiei Basinului Transilvaniei şi cu descrierea specială a domului de gaz natural dela Zaul de Câmpie (Moineşti)*, Teză de doctorat, Mediaş.

Vancea, A. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Vandenberghe, J. (1993), *Changing fluvial processes under changing periglacial conditions*, Zeitschrift fur Geomorphologie, 88.

Vâlsan, G. (1915), *Câmpia Română*, B.S.R.G., vol. XXXVI.

Velichko, A. A. (1982), *Periodization of the Late Pleistocene events within the limits of periglacial area*, (in Russian), in Gerasimov, I.P., Velichko, A.A. (eds.), Paleogeography of Europe in the Last 100,000 Years, Nauka Press Moscow.

Visarion, M., Veliciu, S. (1981), *Some geological and geophysical characteristics of the Thansylvanian Basin*, Earth Evolution Sciences, Vol. 3-4.

Wachner, H. (1929), *Județ Ciuc samt Toplița und der Mureşenge*, Lucr. Inst. De Geogr. Al Univ. din Cluj, Cluj.

Wachner, H. (1931), *Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt*, Lucrările Institutului de Gerografie Cluj, nr. IV.

Wanek, F. (1992), *Biostratigrafia ostracodelor sarmațiene și pannoniene din Bazinul Transilvaniei*, Raport BBU, Arhiva Romgaz, manuscris.

White, J. F. (1966), *Convex-concave landslopes: a geometrical study*, Ohio Journal of Science, vol. 66, issue 6.

Willingshofer, E., Neubauer, F., Cloetingh, S. (1999), *The significance of Gosautype basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine–Carpathians Belt*. Physics and Chemistry of the Earth.Part A: Solid Earth and Geodesy 24 (8).

Willingsofer, E. Andriessen, P. Cloetingh, S. Neubauesr, F. (2001), *Detrial fission track thermochronology of Upper Cretaceous syn-orogenic sediments in the South Carpathians (Romania): interferences of the tectonic evolution of a collisional hinterland*, Basin Research, 13.

Young, A. (1963), *Some field observations of slope form and regolith and their relation to slope developement*, Trans. Inst. Br. Geogr., 32.

Young, A. (1964), *Slope profile analysis*, Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band, 5.

Young, A. (1972), *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh.

*** (1983), *Geografia României I. Geografia fizică* (sub redacţia L. Badea, P. Gâştescu, Valeria Velcea), Editura Academiei. Bucureşti.

*** (1987), *Geografia României III. Carpații Românești şi Depresiunea Transilvaniei,* (sub redacția D. Oancea, Valeria Velcea, N. Caloianu, S. Dragomirescu, Gh. Dragu, Elena Mihai, Gh. Niculescu, V. Sencu, I. Velcea), Editura Academiei Române, Bucureşti.

ISBN: 978-606-37-0801-5